

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ALUSTATUD 1893. a.

VIHİK Nr. 144 ВЫПУСК

ОСНОВАНЫ в 1893 г.

GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID
ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ

III



TARTU 1963

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ALUSTATUD 1893. a. VIINIK Nr. 144 ВЫПУСК ОСНОВАНЫ В 1893 г

GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID
ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ
III

ТАРТУ 1963

Redaktsioonikolleegium:

L. Aru, Ago Marksoo (vast. toimetaja), V Masing, S. Nõmmik,
A. Perk, H. Remm A. Rõõmusoks ja E. Varep.

Редакционная коллегия:

Л. Ару, Аго Марксоо (отв. редактор), В. Мазинг, С. Ныммик,
А. Перк, Х. Ремм, А. Рыымусокс и Э. Вареп.

TUULE PROFIILIST MAALÄHEDASES ÕHUKIHIS TARTU ÜMBRUSES TEOSTATUD VAATLUSTE PÕHJAL

H. Liidemaa

Geofüüsika kateeder

Sissejuhatus

Maa lähedal olevate õhukihtide füüsika üheks oluliseks probleemiks on tähtsamate meteoroloogiliste elementide, nagu temperatuuri, õhuniiskuse ja tuule režiimi seaduspärasuste uurimine aluspinna vahetu mõju all olevas õhukihis.

Vaadates meteoroloogiliste elementide profiile, s. o. nende elementide jaotumist vertikaalsihis ning nende ajalisi muutusi mitmesugustes ilmastikutingimustes, saame ettekujutuse maa lähedal asuvates õhukihtides esinevatest füüsikalistest protsessidest. Viimased on tihedalt seotud aluspinnaga, sõltuvad suurel määral aluspinna omadustest ja selles toimuvatest protsessidest. Selle poolest erinebki maa lähedal olev õhukiht kõrgemal olevatest.

Maapinna tugeva mõju tõttu esinevad maalähedases õhukihis, eriti tema alumises osas, meteoroloogiliste elementide suured vertikaalsed ja horisontaalsed gradiendid ning suured amplituudid.

Maalähedase õhukihi uurimine toimub sagedasti gradientvaatluste alusel. Gradientvaatlused, s. o. õhutemperatuuri, õhuniiskuse ja tuule kiiruse mõõtmised maalähedases õhukihis teatud kõrgustel võimaldavad leida mainitud meteoroloogiliste elementide vertikaalse jaotuse seaduspärasusi, arvutada turbulentsuse teooria alusel turbulentsi koefitsienti ning soojusvoogu õhku, määrata konaruse parameetrit, stratifikatsiooni iseloomu jm.

Maalähedases õhukihis esineva soojuse ning tuule režiimi seaduspärasuste tundmine on suure praktilise tähtsusega, see annab võimaluse soojus- ja tuuleenergia ratsionaalseks kasutamiseks rahvamajanduses, eriti aga põllumajanduses, ning nende mõjustamiseks vajalikus suunas. Tuuleenergiat kasutatakse mitmesugustel tehnilistel aladel, tuult tuleb arvestada ehituste püstitamisel, linnade ja sanatooriumide planeerimisel, temperatuuri ja tuule režiimi ning sellega seoses arenevate protsesside selgitamine maalähedases õhukihis on looduse ümberkujundamise plaanide aluseks, on oluline õhumasside transformatsiooni ja öökülma probleemi lahendamisel jne. Temperatuuri ning tuule profiili seaduspärasuste

kindlakstegemine võimaldab maapinna lähedal toimetatud vaatluste põhjal määrata neid elemente kogu maalähedase õhukihi ulatuses kuni 20—30 m kõrguseni.

Käesoleva töö eesmärgiks on tuule profiili iseärasuste väljaselgitamine maalähedases õhukihis Tartu ümbrusest saadud andmeil ning mõningate profiili iseloomustavate valemite rakendatavuse kontrollimine Tartu kliima tingimustes.

I. VAATLUSTE METOODIKA

Käesoleva uurimuse aluseks on 1959. a. juunis ning juulis Tartu lähedal Eesti NSV Teaduste Akadeemia Füüsika ja Astronoomia Instituudi aktinomeetria laboratooriumi vaatlusväljakul korraldatud gradientvaatluste andmed. Vaatlusväljak asub lagedal tasasel maa-alal ja on ümbritsetud põldudega. Maapind oli kaetud 10—20 cm kõrguse rohtkattega.

Vaatlusi toimetati enamasti 5—7 päeva tagant, öösel iga kolme tunni, päeval pooleteise tunni järel, kokku 14 korda ööpäeva jooksul: kell 1.00, 4.00, 5.30, 7.00 jne. keskmise kohaliku aja järgi.

Tuule kiirust mõõdeti kõrgustel 0.25, 0.50, 1.00, 2.00, 4.00 ja 8.00 m kontaktanemomeetritega ning võrdluseks 0.50 ja 2.00 m käsianemomeetritega. Samaaegselt mõõdeti kiirgusbilanssi Janiševski bilansomeetriga, õhutemperatuuri 0.25, 0.50, 2.00, 4.00 ja 8.00 m kõrgusel (0.50 ja 2.00 m kõrgusel — aspiratsiooni-psühromeetritega, 0.25, 4.00 ja 8.00 m kõrgusel — elektriliste termomeetritega). Peale selle määrati vaatlusajal alumiste pilvede ning kogupilvituse hulk, pilvede liik, tuule suund 12 m kõrgusel tuulelipu järgi. Vaatluste tegemisel olid anemomeetrid sisse lülitatud 30 minutit, selle aja jooksul loeti temperatuuri 6 korda ning toimetati vahepeal ülejäänud vaatlusi.

Et tuule kiiruse ja õhutemperatuuri muutused on pulseeriva iseloomuga, ei anna üksikvaatlused õiget pilti vastava meteoroloogilise elemendi jaotumusest maalähedases õhukihis ega võimalda selle seaduspärasuste kindlaksmääramist. Juhuslike kõikumiste elimineerimiseks kasutatakse poole tunni tuule kiiruse ning õhutemperatuuri keskmisi väärtusi.

Vaatluste toimetamisel ning töötlemisel selgus, et päevastes tingimustes annavad elektrilised termomeetrid, võrreldes aspiratsiooni-psühromeetriga, päikesepaistelise ilmaga liiga kõrgeid temperatuure, ja seda arvatavasti tugeva kiirguse mõju ning puuduliku ventilatsiooni tõttu. Sel põhjusel on käesolevas töös temperatuurilolude analüüsimisel kasutatud öösel kõiki olemasolevaid andmeid, päeval aga vaid aspiratsiooni-psühromeetri järgi saadud tulemusi.

Vaatlusi tehti peamiselt selge ilmaga või keskmise pilvitusega päevadel. Suure pilvituse ja sademetega päevadel ei olnud võimalik vaatlusi teha, sest sademed häirivad bilansomeetri, kontakt-anemomeetrite ning elektriliste termomeetrite tööd. Vaatluspäevi oli 10.

II. TUULE REŽIIM MAALÄHEDASES ÕHUKIHIS

1. Tuule kiiruse üldine iseloomustus maalähedases õhukihis.

Tuule kiirust maalähedases õhukihis iseloomustavad tabelis 1 esitatud andmed.

Esimeses reas on antud kõikide vaatlusandmete põhjal saadud keskmised kiirused. Peale selle on välja valitud nõrga ja tugeva tuulega päevad (à 3 päeva), vastavad 3-päeva keskmised tuule kiiruse andmed on teises ja kolmandas reas.

Nõrga tuulega päevadel ei ületanud tuule kiirus kogu päeva jooksul 3 m/s, olles keskmiselt 2.0 m/s, temperatuur oli suhteliselt kõrge, pilvitus öösel väga väike ning esines hästi väljakujunenud inversioon, päeval oli stratifikatsioon labiilne, pilvitus natuke suurem. Tugeva tuulega päevadel oli tuule kiirus kõigil vaatlusaegadel üle 3 m/s, keskmiselt 4,4 m/s, maksimaalselt 6.6 m/s. Temperatuur oli keskmisest madalam, pilvitus keskmine või alla keskmist, stratifikatsioon — kogu päeva jooksul indiferentsele lähedal. Meteoroloogilisi elemente nõrga ning tugeva tuule puhul, samuti keskmisi väärtusi kõikidel päevadel iseloomustab tabel 2. Erinevused kiirgusbilansis mainitud tuule kiiruste puhul ei olnud nimetamisväärsed.

Joonisel 1 on esitatud tuule kiiruse ööpäevane käik erinevatel kõrgustel kõikide päevade keskmiste andmete põhjal. Nagu joonis näitab, kasvab tuule kiirus kõrguse suurenemisel, kusjuures kõikidel kõrgustel esineb võrdlemisi hästi väljakujunenud ööpäevane kulg maksimumiga päeval ning miinimumiga öösel.

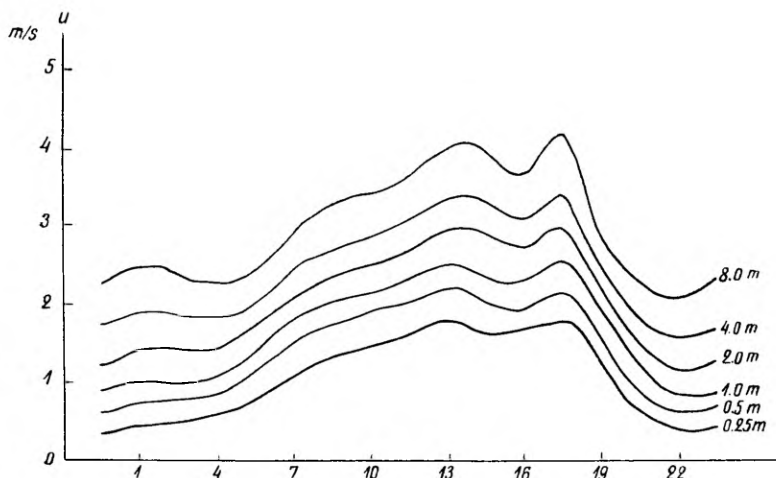
Tuule kiiruse muutust kõrguse suurenemisel maalähedases õhukihis antud momendil iseloomustab tuule kiiruse profiil. Joonisel 2 on esitatud keskmiste andmete põhjal joonestatud profiilid kellaaegade järgi. Vertikaalteljele on võetud kõrgused (m), horisontaalteljele — tuule kiirused (m/s) Esimese profiili kiiruse ühikud on märgitud allpool, iga järgmise profiili jaoks on kiiruse 0-punkt viidud paremale ning sellele kirjutatud juurde vastav kellaaeg. Ka joonise ülemises osas on igale kõverale kirjutatud juurde vastav kellaaeg. Nagu joonis näitab, esineb kõige intensiivsem kasv alumises poolemeetrisel õhukihis ning väheneb kiiresti kõrgemal.

Tuule kiiruse vertikaalse jaotumuse lähemaks uurimiseks on arvatud tuule kiiruse muutused 1 m kohta erinevatel kõrgustel (tuule kiiruse gradiendid m/s/m) Tabelis 3 on antud päeva keskmised tuule kiiruse gradiendid arvatud kõikide andmete põhjal ning eraldi nõrga ja tugeva tuulega päevadel. Joonis 3 iseloomustab gradiendi muutust kõrgusega kõikide päevade andmeil. Gradient on kõige suurem kihis 0.25—0.50 m. Kihis 0.50—1.00 on ta keskmiselt ligi 3 korda väiksem ning väheneb kõrgusega veelgi. 4 ja 8 m vahel on gradient keskmiste andmete põhjal 10 korda väiksem kui kõige alumises kihis. Seega väheneb gradient kõrgusega algul väga kiiresti, hiljem aga muutub vähe.

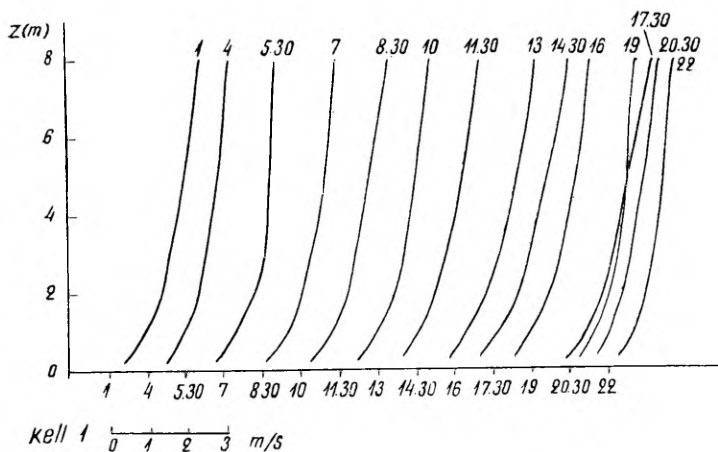
Tabel 1

Tuule kiirus (m/s)

Kellaaeg	1.00						4.00					
Kõrgus	0.25	0.5	1	2	4	8	0.25	0.5	1	2	4	8
Keskmine	0.4	0.7	1.0	1.4	1.9	2.5	0.5	0.8	1.0	1.4	1.8	2.2
Nõrk tuul	0.2	0.3	0.5	0.9	1.7	2.4	0.2	0.2	0.4	0.7	1.2	2.0
Tugev tuul	1.0	1.6	1.9	2.3	2.8	3.5	0.7	1.5	2.1	2.6	3.0	3.6
Kellaaeg	5.30						7.00					
Keskmine	0.8	1.1	1.4	1.8	2.0	2.4	1.1	1.6	1.8	2.1	2.5	3.0
Nõrk tuul	0.2	0.3	0.5	0.7	0.9	1.0	1.0	1.1	1.3	1.6	1.9	2.1
Tugev tuul	1.8	2.4	3.0	3.6	4.2	4.8	1.8	2.3	2.8	3.3	3.8	4.6
Kellaaeg	8.30						10.00					
Keskmine	1.3	1.7	2.0	2.4	2.7	3.3	1.4	1.9	2.1	2.5	2.9	3.4
Nõrk tuul	0.7	0.9	1.0	1.2	1.5	1.6	1.1	1.4	1.5	1.8	2.1	2.4
Tugev tuul	1.9	2.2	2.5	3.0	3.4	4.5	2.1	2.4	2.7	3.1	3.6	4.5
Kellaaeg	11.30						13.00					
Keskmine	1.6	2.0	2.3	2.7	3.1	3.7	1.8	2.2	2.5	3.0	3.4	4.1
Nõrk tuul	1.2	1.6	1.6	1.9	2.2	2.6	1.3	1.5	1.6	1.9	2.2	2.5
Tugev tuul	2.4	2.7	3.1	3.6	4.1	5.0	2.7	3.0	3.4	4.2	4.8	6.0
Kellaaeg	14.30						16.00					
Keskmine	1.6	2.0	2.3	2.9	3.3	4.0	1.6	1.9	2.2	2.7	3.0	3.6
Nõrk tuul	0.9	1.1	1.2	1.5	1.8	2.0	0.6	0.6	0.7	1.0	1.3	1.4
Tugev tuul	2.3	2.7	3.0	3.8	4.3	5.5	2.2	2.5	3.0	3.6	4.1	5.1
Kellaaeg	17.30						19.00					
Kõrgus	0.25	0.5	1	2	4	8	0.25	0.5	1	2	4	8
Keskmine	1.8	2.2	2.6	3.0	3.4	4.2	1.2	1.6	1.8	2.1	2.4	2.9
Nõrk tuul	1.0	1.2	1.2	1.6	2.0	2.2	1.2	1.3	1.6	2.0	2.2	2.6
Tugev tuul	1.9	2.3	2.7	3.2	3.7	4.8	2.2	2.5	2.8	3.2	3.6	4.4
Kellaaeg	20.30						22.00					
Keskmine	0.6	0.9	1.1	1.4	1.8	2.3	0.3	0.6	0.8	1.1	1.6	2.1
Nõrk tuul	0.3	0.4	0.6	1.1	1.4	1.8	0.2	0.4	0.6	0.9	1.0	1.8
Tugev tuul	1.4	1.8	2.0	2.3	2.8	3.5	1.1	1.8	2.2	2.6	3.0	3.4

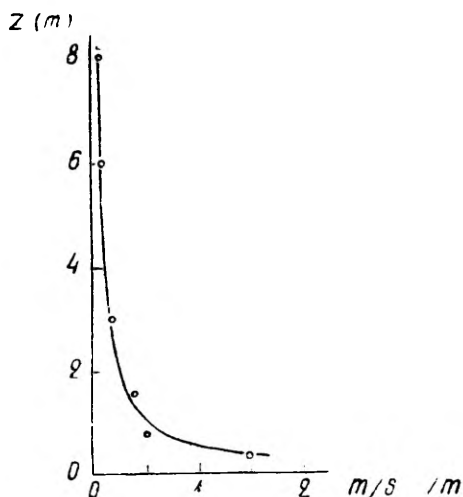


Joon. 1. Tuule kiiruse ööpäevane käik erinevatel kõrgustel.



Joon. 2. Tuule kiiruse profiilid (keskmised andmed).

Tabelis 4 on antud tuule kiiruse gradiendi keskmised väärtused kogu kihi jaoks kellaaegade järgi. Kõrvutades neid andmeid tuule kiiruse andmetega, võib tähele panna, et tuule kiiruse kasvamisega suurenevad ka üldiselt kiiruse gradiendid, tuule kiiruse ja vastavate gradientide maksimumid ja miinimumid langevad ühele ja samale momendile. Torkab ainult silma, et nõrga tuule puhul esi-



Joon. 3. Tuule kiiruse gradiendi sõltuvus kõrgusest.

Tabel 2

Meteoroloogilised elemendid vaatluspäevadel 1959. a.

	Tuule kiirus m/s			Õhutempe- ratuur			Pilvitus			ri	
	öösel	päeval	öö-päeva keskm.	öösel	päeval	öö-päeva keskm.	öösel	päeval	öö-päeva keskm.	öösel	päeval
Kõik päevad	2.4	3.5	3.0	14.9	20.9	18.3	4/1	7/3	6/2	-1.2	0.2
Nõrk tuul	2.0	2.1	2.0	15.3	24.1	20.2	3/1	8/2	6/2	-2.3	0.4
Tugev tuul	3.7	5.0	4.4	13.5	21.0	17.7	6/4	4/2	5/3	0.0	0.1

Tabel 3

Tuule kiiruse keskmine gradient m/s/m

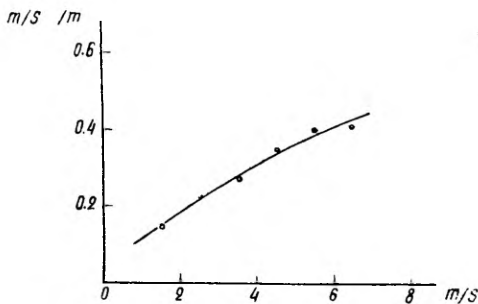
	Õhukiht (m)				
	0.25—0.50	0.50—1.00	1.00—2.00	2.00—4.00	4.00—8.00
Keskmine	1.49	0.53	0.40	0.19	0.14
Nõrk tuul	0.63	0.29	0.32	0.20	0.07
Tugev tuul	1.80	0.79	0.52	0.21	0.21

Tuule kiiruse gradient kihis 0.25—8.00 m

Kellaaeg	1.00	4.00	5.30	7.00	8.30	10.00	11.30
Keskmine	0.27	0.22	0.20	0.24	0.26	0.26	0.27
Nõrk tuul	0.28	0.23	0.11	0.14	0.12	0.17	0.18
Tugev tuul	0.32	0.37	0.38	0.36	0.33	0.31	0.34

Kellaaeg	13.00	14.30	16.00	17.30	19.00	20.30	22.00
Keskmine	0.30	0.31	0.26	0.30	0.22	0.22	0.23
Nõrk tuul	0.15	0.14	0.10	0.15	0.18	0.19	0.21
Tugev tuul	0.42	0.41	0.37	0.39	0.28	0.27	0.30

nevad öösel üldiselt umbes 2 korda suuremad gradiendid kui sama kiiruse puhul päeval. Viimane asjaolu on seletatav nõrga tuule puhul öösel esinenud tugeva inversiooniga, mis avaldab mõju tuule profiili iseärasustele. Gradiendi seost tuule kiirusega näitab kõikide andmete keskmiste põhjal koostatud korrelatsiooni graafik (joon. 4): gradient sõltub peaaegu lineaarselt kiirusest.



Joon. 4. Tuule kiiruse gradiendi sõltuvus tuule kiirusest.

Nagu vaatlusmaterjali lähem vaatlemine näitab, sõltub tuule kiiruse gradient ka stratifikatsioonist. Labiilse stratifikatsiooni puhul tasandab õhu hästi arenenud turbulentne vahetus tuule kiiruse erinevusi vertikaalses suunas. Tuule kiiruse gradiendid on ühe ja sama kiiruse puhul labiilse kihistuse korral väiksemad kui stabiilsema olukorra puhul.

2. Tuule kiiruse profiili iseärasusi erineva stratifikatsiooni puhul. Meteoroloogiliste elementide profiil maalähedases õhukihis sõltub ühelt poolt vabas atmosfääris toimuvatest füüsikalistest protsessidest, teiselt poolt aga maapinna mõjust. Oluliseks teguriks profiili kujunemisel on turbulentne segunemine. Turbulentsi dünaamiline tegur sõltub tuule kiirusest vabas atmosfääris ning konaruse parameetrist. Termiline tegur sõltub temperatuuri vertikaalsest jaotusest: labiilne stratifikatsioon soodustab, stabiilne aga takistab kiiruse vertikaalset pulsatsiooni. Indiferentse stratifikatsiooni puhul sõltub turbulents ainult dünaamilistest teguritest. Sel juhul on turbulentse liikumise mehhanism maalähedases õhukihis analoogiline sellele aerodünaamilistes torudes. Seepärast on võimalik rakendada poolempiirilist turbulentsuse teooriat ka protsessidele maalähedases õhukihis indiferentse kihistuse puhul.

Vastavalt sellele teooriale võib väita, et tuule kiirus suureneb kõrgusega võrdeliselt kõrguse logaritmiga (nn. logaritmiline seadus) Seost iseloomustab valem

$$\frac{u - u_2}{u_1 - u_2} = \frac{\log z - \log z_2}{\log z_1 - \log z_2}, \quad (1)$$

kus u , u_1 , u_2 on tuule kiirused kõrgustel z , z_1 , z_2 .

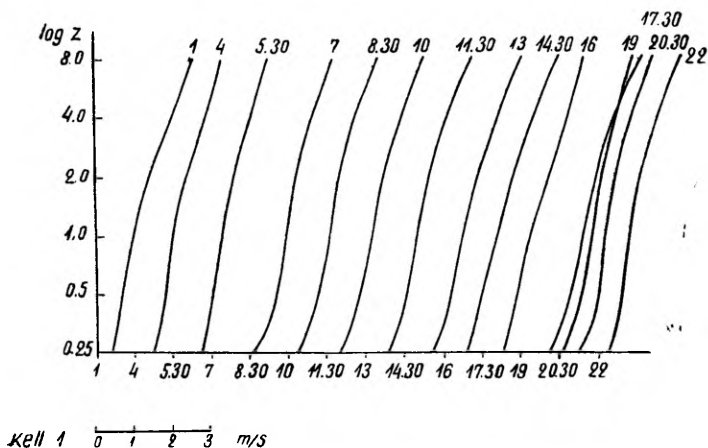
Kui kõrguseks z_2 võtta konaruse parameeter z_0 , s. o. kõrgus, kus õhu korrapärane edasiliikumine muutub nulliks, siis on $u_2 = 0$. Sel korral on

$$u = u_1 \frac{\log z - \log z_0}{\log z_1 - \log z_0}. \quad (2)$$

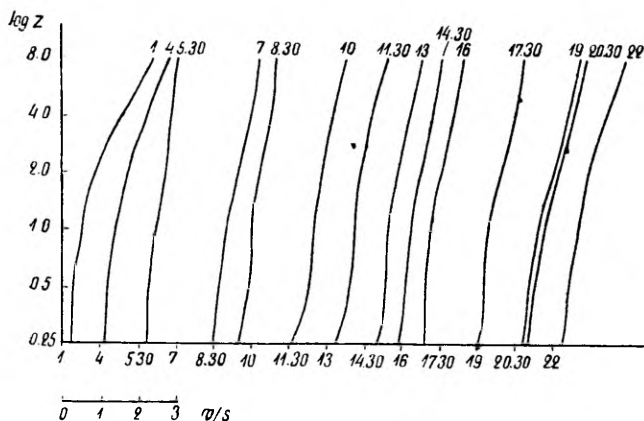
Tuule kiiruse profiil poollogaritmilises koordinaadistikus (horisontaaltelg — tuule kiirus, vertikaaltelg — kõrguse logaritm) on sirgjoon. Olgu siinkohal tähendatud, et seoses maapinna lähedal esinevate temperatuuri suurte vertikaalsete gradientidega kaotavad vabas atmosfääris kehtivad tasakaalutingimused oma mõtte maalähedases õhukihis. Viimases on indiferentse stratifikatsiooni puhul temperatuuri vertikaalne gradient võrdne nulliga, seega esineb maalähedases õhukihis sel juhul isothermia. Temperatuuri languse puhul kõrgusega esineb labiilne, temperatuuri tõusmise puhul aga stabiilne stratifikatsioon.

Looduses esineb suhteliselt harva indiferentne stratifikatsioon, mis maalähedases kihis tähendab isothermiat. Soojal aastaajal esineb öösel enamasti inversioon, päeval aga labiilne stratifikatsioon. Seega kujutab tuule kiiruse profiil sirgjoont vaid üleminekuajadel öisest olukorrast päevasele ja vastupidi, mil valitseb lühikest aega isothermiale lähedane temperatuuri jaotumus kõrgusega.

Joonisel 5 on esitatud tuule kiiruse profiilid poollogaritmilistes koordinaatides kõikide päevade keskmiste andmete põhjal, joonistel 6 ja 7 aga vastavalt nõrga ja tugeva tuulega päevadel



Joon. 5. Tuule kiiruse profiilid (keskmised andmed).

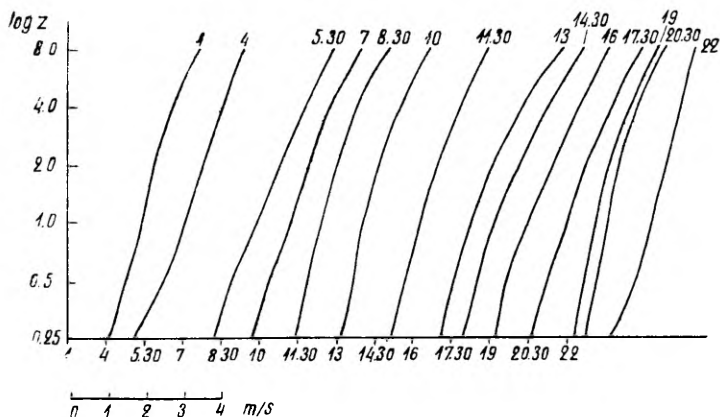


Joon. 6. Tuule kiiruse profiilid nõrga tuulega päevadel.

saadud andmeil. Juba graafikute pealiskaudne vaatlemine näitab, et tuule kiirus muutub tugeva tuule puhul tunduvalt rohkem kui nõrga tuule puhul. Võrreldes üksikute momentide profiilide iseärasusi, võib tähele panna, et profiil kujutab hommikuse isothermia ajal, kell 5.30 (esines tõepoolest terves kihis 0.25 — 8 m isothermia) ning õhtul kella 17.30 ja 20.30 vahel (isothermiline olukord ei ole hästi välja kujunenud) enam-vähem sirgjoont, see tähendab aga, et tuule kiirus suureneb võrdeliselt kõrguse logaritmiga.

Tuule kiiruse sirgjooneline profiil tuleb esile ka üksikutel momentidel hästi väljakujunenud isothermia puhul.

Temperatuuri inversiooni puhul, mis oli hästi välja arenenud



Joon. 7 Tuule kiiruse profiilid tugeva tuulega päeval.

nõrga tuulega öödel (temperatuuri tõus 0.25 ja 8.00 m vahel keskmiselt 3°), ei muutu tuule kiirus vastavalt logaritmilisele seadusele. Umbes 1 m kõrguseni kasvab kiirus küll ligikaudu võrdeliselt kõrguse logaritmiga, sealt alates on aga kiiruse suurenemine intensiivsem, kui see oleks pidanud olema logaritmilise seaduse järgi. Seega on gradient alates 1 meetrist suhteliselt suur ja tema vähenemine kõrgenemisel on stabiilse stratifikatsiooni puhul nõrgalt arenenud turbulentsi tõttu aeglane. Tuule kiiruse profiil moodustab mainitud põhjustel inversiooni puhul abstsissitelje suhtes nõgusa kõvera (näit. profiilid kell 22, 1 ja 4 nõrga tuule puhul)

Päeval on nõrga tuule ja labiilse stratifikatsiooni puhul turbulentne vahetus intensiivne kõikides õhukihtides, välja arvatud vahetult maapinna lähedal olev kiht. Selle tagajärjel esineb sel juhul suur tuule kiiruse gradient alumises õhukihis ning väheneb kiiresti kõrgusega turbulentsi suurenedes. Tuule profiil on päeval nõrga tuule puhul oma alumises osas abstsissitelje suhtes vähesel määral kumer joon.

Tugeva tuule puhul öösel inversiooni praktiliselt ei esinenud, stratifikatsioon oli kogu päeva jooksul indifferentsile lähedal, kõverad on kogu päeva jooksul enam-vähem ühesugused, esinevad üldiselt suured vertikaalsed gradiendid.

Üksikute profiilide erinevused ei ole üldiselt väga suured, oma iseärasuste poolest paistab ainult silma inversiooni ajal esinev omapärane kõver suurte vertikaalsete gradientidega, eriti oma ülemises osas. Varem oli näidatud, et tuule kiiruse gradient sõltub suurel määral tuule kiirusest. Käesoleval juhul ei saa aga suuri gradiente põhjendada tuule kiiruse mõjuga, sest viimane on öösel, eriti inversiooni ajal, väike. Seepärast on püütud profiilide iseärasuste põhjusi otsida stratifikatsioonis.

Temperatuuri stratifikatsiooni iseloomustamiseks on kasutatud suurust $ri = \frac{\Delta t}{u_1^2}$, kus Δt on temperatuuri vahe 2.0 ja 0.5 m kõrgusel, u_1 — tuule kiirus 1 m kõrgusel.

Et tuule kiiruse otsest mõju gradiendile elimineerida, on edasi käsitletud tuule kiiruse suhtelist muutust kõrgusega, s. o. suhet $\frac{u_z}{u_1}$, kus u_1 on tuule kiirus 1 m kõrgusel, u_z aga kiirus mingisugusel kõrgusel z (meil 0.25, 0.50, 1.00, 2.00, 4.00 ja 8.00 m). Tabelis 5 on

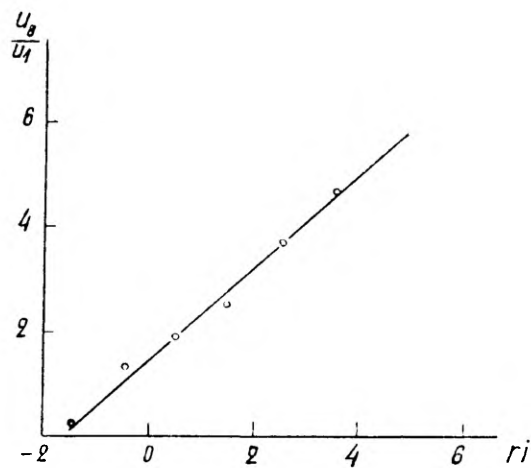
Tabel 5

Suhe $\frac{u_z}{u_1}$

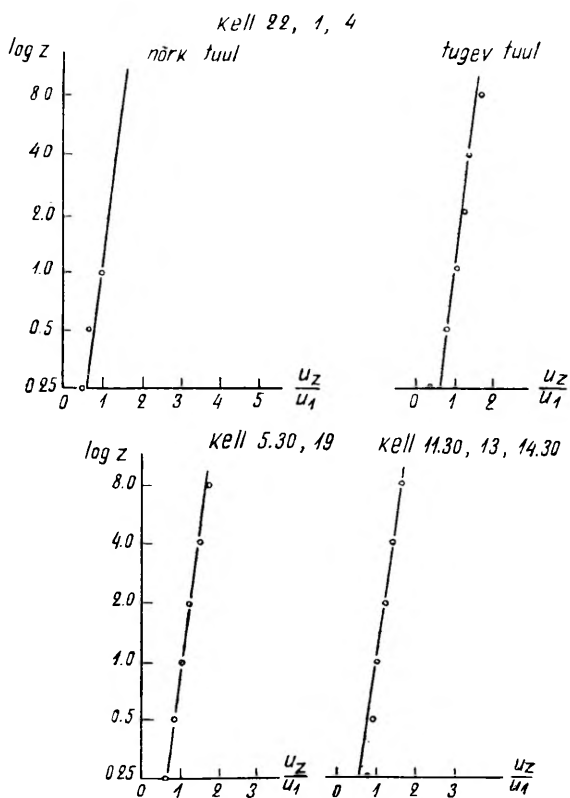
	Kõrgus (m)					
	0.25	0.50	1	2	4	8
	Kell 22, 1, 4					
Nõrk tuul	0.4	0.6	1.0	1.7	2.9	4.3
Tugev tuul	0.4	0.8	1.0	1.2	1.4	1.7
	Kell 5.30, 19.00					
	0.6	0.7	1.0	1.3	1.6	1.8
	0.7	0.8	1.0	1.2	1.4	1.6
	Kell 11.30, 13.00, 14.30					
	0.8	0.9	1.0	1.2	1.4	1.6
	0.8	0.9	1.0	1.2	1.4	1.7

antud $\frac{u_z}{u_1}$ keskmised väärtused öösel, päeval, hommikul ja õhtul nõrga ja tugeva tuule puhul. Kihis 1—8 m on tuule kiiruse suhteline muutus $\frac{u_8}{u_1}$. Vaatlusandmetest selgub, et suhe $\frac{u_8}{u_1}$ sõltub stratifikatsioonist: mida stabiilsem on kihistus, seda suurem on $\frac{u_8}{u_1}$. Seda kinnitab kõikide vaatlusandmete keskmiste põhjal koostatud joonis 8, mis iseloomustab tuule kiiruse suhtelise muutuse sõltuvust arvust $ri = \frac{\Delta t}{u_1^2}$.

Joonestades suhte $\frac{u_z}{u_1}$ profiile poollogaritmilises koordinaadistikus (abstsisstelg — suhe $\frac{u_z}{u_1}$, ordinaattelg — kõrguse logaritm) võib tähele panna, et nendel tulevad tõepoolest selgesti esile stratifikatsiooni tüüpidega seoses olevad iseärasused (joon. 9). Õo tarvis on graafik koostatud eraldi nõrga ja tugeva tuule jaoks. Päeval



Joon. 8. Suhte $\frac{u_8}{u_1}$ sõltuvus arvust ri .



Joon. 9. Tuule kiiruse suhteline muutus kõrgusega.

ning üleminekuaegadel on nende kohta antud ühine graafik, sest erinevused olid väikesed. Tuule kiiruse muutust logaritmilise seaduse järgi iseloomustab joonisel antud sirge, punktid aga näitavad kiiruse tegelikku muutust vaatlusandmete põhjal. Nagu selgub, on kiirus nõrga tuule ja inversiooni puhul kuni 1 meetrini veidi väiksem kui indiferentse kihistuse puhul, 1 meetrist alates kasvab aga ta kiiresti kõrgenemisel. Tugeva tuule puhul oli stratifikatsioon öösel lähedal indiferentsele ning suhte $\frac{u_z}{u_1}$ tegelik profiil langeb peaaegu ühte mainitud sirgega. Hommikul ja õhtul muutub suhteline kiirus kõrgusega logaritmilise seaduse järgi. Ka päevastes tingimustes ei esine nii nõrga kui ka tugeva tuule puhul nime- tamisväärsed kõrvalekaldeid logaritmilisest seadusest. Labiilsust iseloomustava suuruse ri absoluutne väärtus on ka päeval nõrga tuule puhul ligi 5 korda väiksem ri absoluutsest väärtusest inver- siooni puhul.

Analoogilistele tulemustele on tulnud O. Sutton (1958).

III. MÕNINGATE TUULE PROFIILI ISELOOMUSTAVATE VALEMITE RAKENDATAVUSE KONTROLL TARTU KLIIMA TINGIMUSTES

Nagu cespool öeldud, muutub indiferentse stratifikatsiooni puhul kiirus kõrgenemisel vastavalt poolempiirilisele turbulentsuse teooriale võrdeliselt kõrguse logaritmiga.

Labiilse ja stabiilse stratifikatsiooni puhul aga erineb, nagu seda näitavad joonised, tuule profiil logaritmilisest. Mitmed auto- rid on tuletanud valemeid tuule profiili iseloomustamiseks ükskõik millistel tingimustel, arvestades seejuures mitmeti turbulentsi dünaamilist ja termilist tegurit. Kõige kasutatavamad on Laiht- mani ja Budõko valemid. Nende, samuti ka logaritmilise seaduse rakendatavust Tartu kliima tingimustes on kontrollitud ka käesole- vas töös. Tuule profiili iseloomustav Laihtmani valem, nõnda nimetatud «Laihtmani üldistatud astmeline seadus» on

$$u = u_1 \frac{z^\varepsilon - z_0^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon}, \quad (3)$$

kus ε on stratifikatsioonist sõltuv suurus. Labiilse stratifikat- siooni puhul on $-0.5 < \varepsilon < 0$, stabiilse stratifikatsiooni puhul $0 < \varepsilon < 0.5$ ja indiferentse stratifikatsiooni puhul $\varepsilon = 0$.

Indiferentse stratifikatsiooni puhul taandub valem logaritmi- liseks (2).

Laihtmani valem iseloomustab suhteliselt hästi profiili peen- susi, kuid ta eeldab vaatlusandmete küllaldast täpsust. Selle tõst- miseks soovitatakse vaatlusi teha mitte kahel, nagu seda eeldab valem, vaid mitmel kõrgusel ning karakteristikute määramisel

arvestada mitmete vaatlusseeriade keskmisi andmeid. Seejuures kasutatakse tavaliselt graafilist meetodit [Gandin, Laihtman, 1955].

Valem (3) kirjutatakse kujul

$$u = \frac{\varepsilon u_1}{1 - \left(\frac{z_0}{z_1}\right)^\varepsilon} X + u, \quad (4)$$

kus

$$X(z, \varepsilon) = \frac{\left(\frac{z_1}{z}\right)^\varepsilon - 1}{\varepsilon}$$

Kindla ε puhul on X ainult z funktsioon.

Graafikule kantud punktid abstsissidega X ja ordinaatidega u moodustavad õigesti valitud ε puhul sirgjoone. Seda meetodit võib kasutada ε ja z_0 leidmiseks ning edasi u määramiseks mingil kõrgusel z ühel kõrgusel z_1 mõõdetud kiiruse järgi (u arvutatakse (3) järgi või võetakse graafikult)

Käesolevas on kasutatud Laihtmani meetodit ε ja z_0 määramiseks 10-päevaste keskmiste tuule kiiruste põhjal 6-l kõrgusel.

Kella 22, 1 ja 4 ajal teostatud vaatluste andmeil on saadud üks ja sama ε väärtus 0.30. Seepärast on käesolevas toodud tuule kiiruste muutuste iseloomustamiseks kõrgenemisel stabiilse stratifikatsiooni puhul vaid üks ühine kella 22, 1 ja 4 keskmiste andmete põhjal koostatud graafik. Tuule režiimi indiferentse stratifikatsiooni puhul iseloomustavad kella 5.30 ja 19.00 ($\varepsilon=0.05$) ning labiilse stratifikatsiooni puhul — kella 11.30, 13, 14.30 ($\varepsilon=-0.05$) keskmiste kiiruste põhjal valmistatud graafikud (joon. 10, 11). Konaruse parameeter z_0 oli kõikidel juhtudel ligi 3 cm.

Peale selle on kasutatud sama meetodit profiili analüüsimiseks tuule erineva kiirusega päevadel. Nõrga tuule puhul oli öösel $\varepsilon=0.30$, päeval —0.10, seega olukord analoogiline sellele, mida annavad perioodi keskmised andmed (päeval vaid väike erinevus).

Tugeva tuule puhul oli stratifikatsioon päev läbi indiferentsele lähedal ($\varepsilon=0.05$) ning sel juhul iseloomustavad olukorda kella 5.30 ja 19.00 keskmiste andmete põhjal saadud graafikud.

Budõko soovitab järgmist valemit tuule kiiruse määramiseks:

$$u = u_1 + \frac{v_*}{\kappa m} \ln \frac{z}{z_1} \quad (5)$$

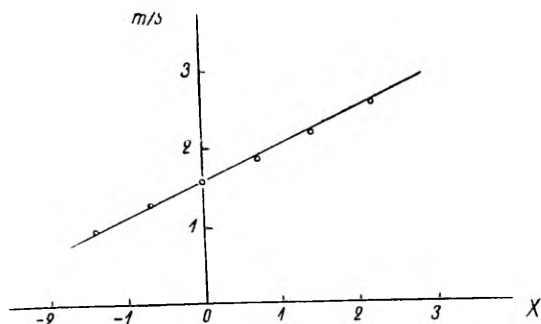
Selles on v_* — dünaamiline kiirus,

κ — parameeter, võrdub ligikaudu 0.38,

m — stratifikatsiooni iseloomustav parameeter: stabiilse stratifikatsiooni puhul $0.2 < m < 1$, labiilse stratifikatsiooni puhul $1 < m < 4$, indiferentse stratifikatsiooni puhul $m=1$

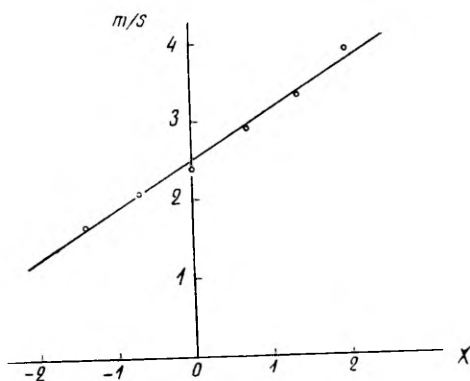
u ja u_1 — tuule kiirused kõrgusel z ja z_1 .

Kell 5.30 ja 19
 $\varepsilon = 0.05$

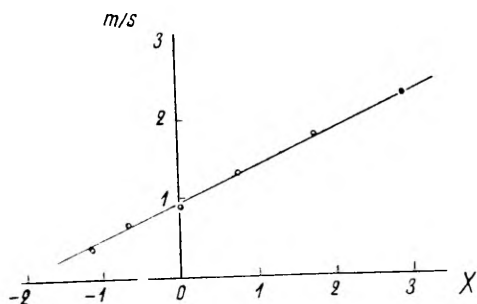


Joon. 10. Tuule kiiruse profiil Laihtmani skeemi järgi.

Kell 11.30, 13, 14.30
 $\varepsilon = -0.05$



Kell 22, 1, 4
 $\varepsilon = 0.30$



Joon. 11. Tuule kiiruse profiilid Laihtmani skeemi järgi.

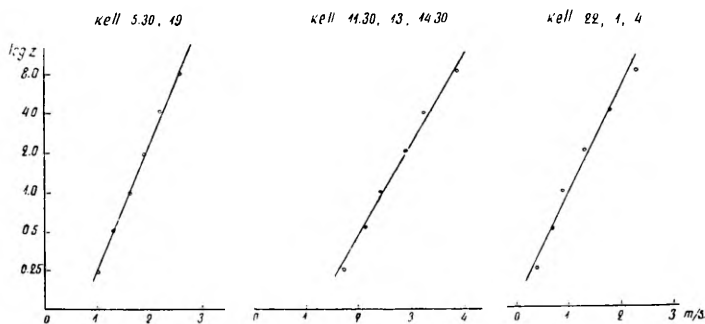
Budōko valemi järgi sõltub tuule kiirus lineaarselt $\ln \frac{z}{z_1}$ -st. Ka Budōko soovitab suurema täpsuse saavutamiseks lähtuda mitmel kõrgusel mõõdetud tuule kiiruse keskmistest andmetest, kasutades seejuures graafilist meetodit. Graafikule kantakse punktid koordinaatidega $\ln z$ ja u ning määratakse punktidest läbitõmmatud sirge tõus $\text{tg } \alpha = \frac{v_*}{\kappa m}$ [Gandin Laihtman, 1955].

Rakendades Budōko meetodit, saame järgmised $\text{tg } \alpha$ väärtused:

kell 22, 1, 4	0.54,
„ 5.30, 19	0.45,
„ 11.30, 13, 14.30	0.63. (Joon. 12)

Tuule kiiruste määramiseks erinevatel kõrgustel kasutame valem (5). asetades $\frac{v_*}{\kappa m}$ asemele leitud $\text{tg } \alpha$ väärtused.

Saadud valemite praktiline väärtus seisneb peamiselt selles, et nende abil on võimalik taandada tuule kiiruse andmeid ühelt kõrguselt teisele. Vajadus selle järele võib tekkida, kui on vaja iseloo-



Joon. 12. Tuule kiiruse profiilid Budōko skeemi järgi

mustada olukorda maapinna lähedal, kasutada on aga meteoroloogiajaamades umbes 12 m kõrgusel mõõdetud andmed tuule kiiruse kohta. Vastupidi, üldklimatoloogiliste probleemide lahendamisel on tihti vaja andmeid tuule kohta suuremal kõrgusel. Kui viimased puuduvad, võib toimetada vaatlusi näiteks 2 m kõrgusel, mis on kergesti teostatav ka ekspeditsioonidel, ning tuule kiirust ekstrapoleerida suurematele kõrgustele.

Käesolevas on proovitud 2 m kõrgusel toimetatud vaatluste põhjal määrata tuule kiirused teistel kõrgustel. Selleks on kasutatud kuuel kõrgusel mõõdetud tuule kiiruste järgi saadud Laihtmani ja Budōko valemid, samuti on kontrollitud logaritmilise sea-

duse rakendatavust Tartu kliima tingimustes. Konaruse parameet-riks on võetud $z_0=3$ cm. Tabelis 6 on esitatud valemite abil arvu-tatud tuule kiiruste kõrvalekalded tegelikult esinenud tuule kiirus-test. Tabelis on u_m — mõõdetud tuule kiirus, u_L , u_B , u_{log} — vas-tavalt Laihtmani ja Budõko ning logaritmilise valemi järgi arvu-tatud tuule kiirused.

Tabel 6

Arvutatud tuule kiiruste kõrvalekalded tegelikult esinenud kiirustest

Kellaaeg	Strati-fikatsioon	$u_{arvut.}$ $u_{mõöd.}$ —	Kõrgus (m)					
			0.25	0.50	1.00	2.00	4.00	8.00
22, 1, 4	stabiilne	$u_m - u_L$	0.0	0.0	0.0	—	0.0	0.0
		$u_m - u_B$	0.2	0.1	0.0	—	0.1	0.3
		$u_m - u_{log}$	—0.2	—0.2	—0.2	—	0.3	0.6
5.30, 19	indife-rentne	$u_m - u_L$	0.1	0.0	0.0	—	0.0	0.1
		$u_m - u_B$	0.0	0.0	0.0	—	0.0	0.1
		$u_m - u_{log}$	0.0	0.0	0.0	—	0.0	0.1
11.30, 13, 14.30	labiilne	$u_m - u_L$	0.1	0.1	—0.1	—	0.0	0.1
		$u_m - u_B$	0.1	0.1	—0.1	—	0.0	0.1
		$u_m - u_{log}$	0.2	0.1	0.0	—	0.2	0.0
ööpäevane keskmine		$u_m - u_{log}$	0.0	0.1	—0.1	—	0.0	0.0
		$u_m - u_B$	0.1	0.1	—0.1	—	0.0	0.1
		$u_m - u_{log}$	0.0	0.0	—0.1	—	0.0	0.2

Laihtmani valemi kasutamisel saame vea maksimaalse väärtuse $\pm 0,1$, mis langeb mõõtmisvea piiridesse. Budõko valemi puhul on päeval ning üleminekutundidel öisest olukorrast päevasele ja vastupidi (labiilne ja indiferentne stratifikatsioon) viga sama, öösel aga (stabiilne stratifikatsioon) on viga suurem, nimelt kuni 0.3. Järeldusele, et Budõko valem ei sobi hästi inversioonitingimustes, on tulnud ka teised autorid [Gandin, Laihtman, 1955].

Logaritmilise seaduse rakendamine annab häid tulemusi indierentse stratifikatsiooni puhul (viga kuni ± 0.1), ka labiilse stratifikatsiooni puhul on viga küllalt väike (maksimaalselt ± 0.2). Suurem kõrvalekalle tekib jällegi inversiooni puhul, vea absoluutne väärtus on maksimaalselt 0.6.

Suuremad kõrvalekalded, mis tekivad Budõko valemi ja logaritmilise seaduse rakendamisel kella 22, 1 ja 4 ajal saadud andmete, eriti kõrgustel 4 ja 8 m, on seletatavad sellega, et valemid ei arvesta küllaldaselt tuule kiiruse profiili omapära suurematel kõrgustel inversioonitingimustes. Seevastu iseloomustab Laihtmani valem hästi profiili ükskõik missuguse stratifikatsiooni puhul.

Seega võib Laihtmani valemit pidada siinkohal analüüsitud valemist kõige täpsemaks. Kuna aga arvutused valemi kasutamisel on küllalt keerukad ja aegaviitvad, võib labiilse, eriti aga indiferentse stratifikatsiooni tingimustes soovitada ka Budōko ja logaritmiliste valemite kui lihtsamate rakendamist.

Tabelis 6 on allpool antud arvutatud ööpäevaste keskmiste kiiruste kõrvalekalded mõõdetud kiirustest. Seejuures on kasutatud indiferentse stratifikatsiooni jaoks saadud valemeid. Nagu arvud näitavad, annavad sel juhul kõik valemid häid tulemusi. Praktiliseks otstarbeks võib ööpäevaste keskmiste määramiseks soovitada logaritmilist valemist kui kõige lihtsat.

Käesolevas töös on kontrollitud valemite rakendatavust teatava perioodi (10 päeva) keskmiste väärtuste määramisel. Tuule kiiruste määramisel üksikutel vaatlusmomentidel tekkinud viga on suurem. Kuid ka sel juhul sobivad valemid tuule kiiruste hindamiseks.

Et tuule profiili iseärasuste selgitamiseks on kasutatud selgetel ja keskmise pilvitusega päevadel representatiivsetes tingimustes teostatud mõõtmiste andmeid, võib oletada, et samasugused seaduspärasused tulevad esile analoogilise ilmastiku puhul Kagu-Eesti kliimatingimustes üldse.

Nagu arvatakse [Gandin, Laihtman, 1955; Ogneva, 1955] esinevad samad seaduspärasused tuule profiilis umbes 30 m kõrguseni, seega on valemid rakendatavad selles kihis.

Kokkuvõte

Tuule kiiruse profiili uurimisel Tartu ümbrusest saadud andmeil on jõutud järgmistele järeldustele:

1. Tuule kiiruse profiilid muutuvad ööpäeva jooksul, samuti tulevad esile profiilide iseärasused erineva ilmastiku puhul, sõltu- des peamiselt turbulentsi dünaamilistest ning termilistest teguritest.

2. Maalähedase õhukihi iseärasus — suured tuule kiiruse gradiendid — tulevad käesoleva materjali põhjal hästi esile. Gra- diendid vähenevad kiiresti kõrgenemisel.

3. Tuule profiil läheneb indiferentse stratifikatsiooni puhul logaritmilisele, labiilse ning stabiilse stratifikatsiooni puhul erineb aga tunduvalt sellest. Eriti suured kõrvalekalded esinevad inver- siooni puhul.

4. Tuule profiili iseloomustamiseks stratifikatsiooni kõikidel tüüpidel sobib hästi Laihtmani valem, labiilse ja indiferentse stra- tifikatsiooni puhul ka Budōko ning logaritmiline valem. Valemeid võib vastavatel juhtudel eduga kasutada tuule kiiruse taandami- seks ühelt kõrguselt teisele.

5. Kuna vaatlused on toimetatud enam-vähem representatiiv- setes tingimustes, võib arvata, et samad seaduspärasused esinevad analoogilistes tingimustes Kagu-Eestis üldse.

Käesolevas on tehtud järeldused suhteliselt lühikesel perioodil toimetatud gradientvaatluste põhjal. Küsimus vajab kontrollimist ning edaspidist uurimist Tartu ümbruse ning Kagu-Eesti tingimustes üldse.

KIRJANDUS

1. Г ан д и н, Л. С., Л а й х т м а н, Д. Л., 1955. Основы динамической метеорологии. Л.
2. О г н е в а, Т. А., 1955. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л.
3. С е т т о н, О. Г., 1958. Микрометеорология. Л.

О ПРОФИЛЕ ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА ПО ДАННЫМ ОКРЕСТНОСТИ ТАРТУ

Е. Лийдемаа

Резюме

Исследование профиля ветра по данным градиентных наблюдений в окрестности Тарту приводит к следующему:

1. Профиль ветра меняется в течение суток. Отмечаются некоторые особенности профиля при различных погодных условиях, зависящие в основном от динамического и термического фактора турбулентности.

2. Наблюдаются большие градиенты скорости ветра в приземном слое воздуха. Градиенты быстро уменьшаются с высотой.

3. При равновесных условиях профиль ветра близок к логарифмическому, при устойчивой и неустойчивой стратификации он значительно отклоняется от него. Особенно велики отклонения при инверсии.

4. Особенности профиля при различной стратификации хорошо описывает формула Лайхтмана. При безразличной и неустойчивой стратификации применимы также формула Будыко и логарифмический закон. В данных случаях можно с успехом пользоваться названными формулами для приведения скорости ветра от одной высоты к другой.

5. Так как измерения производились в более или менее репрезентативных условиях, можно предполагать, что аналогичные закономерности наблюдаются в юго-восточной части Эстонии вообще.

Настоящие выводы сделаны на основании сравнительно короткого ряда градиентных наблюдений. Желательно проверить приведенные результаты как в окрестности Тарту, так и в условиях юго-восточной Эстонии вообще.

ON WIND PROFILE IN THE LOWEST LAYERS OF THE ATMOSPHERE ON THE BASIS OF DATA FROM THE SURROUNDINGS OF TARTU

H. Liidemaa

Summary

The profile of wind velocity in the surroundings of Tartu has been studied. The following conclusions have been arrived at:

1. The profiles of wind velocities vary within the day and with changes in the weather, depending mainly on the dynamic and thermal factors of the turbulence.

2. High gradients of wind velocity which constitute a peculiar feature of the lowest layers of the air are clearly revealed on the basis of the collected material. The gradients show a rapid decrease with an increase of the altitude.

3. In the case of indifferent stratification, wind profile is nearly logarithmic, in cases of labile and stable stratifications, however, it is greatly different. Variations are especially marked in the case of inversion.

4. Wind profile of all types of stratification is best characterized by the Laihtmann formula. In cases of labile and indifferent stratification, also the Budyko and the logarithmic formulae can be applied. The formulae can also be successfully used for the reduction of wind velocity from one altitude to another.

5. The observations having been carried out in more or less representative conditions, we may believe that the same regularities are valid in similar conditions all over the southeastern part of Estonia

The conclusions presented in this paper have been drawn on the basis of gradient observations covering a relatively short period of time. The problem requires further elaboration and investigation in the conditions of the vicinity of Tartu and in the whole of southeastern Estonia.

О ПРИМЕНЕНИИ КОСВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА ПРИ ТИПИЗАЦИИ ПОГОД

А. Райк

Кафедра географии

Типизация погод является одним из актуальных вопросов климатологии. В комплексных характеристиках состояния воздушной среды (погоды) нуждаются разные прикладные отрасли климатологии, в том числе сельскохозяйственная и медицинская климатология. Но категория погоды должна занять подобающее место в климатологическом анализе вообще: если мы определяем климат как многолетний режим погоды (а это советскими климатологами общепринято), то логично признать и необходимость изучения климата через его основные составные части — погоды, а не ограничиваться анализом режима отдельных метеорологических элементов и явлений.

В настоящее время самой распространенной в Советском Союзе является классификация погод, применяемая в так называемой комплексной климатологии (Чубуков, 1949). На основе этой классификации выполнено немало научных исследований по общей и особенно курортной климатологии, и плодотворность ее не вызывает у нас сомнения. Еще более широкому распространению методов комплексной климатологии препятствовала трудоемкость анализа (определение типов погод, анализ их повторяемости). Но в последнее время для анализа режима метеорологических комплексов открылись новые перспективы в связи с использованием вычислительной техники для обработки перфорируемой метеорологической информации. Это дает возможность применять новые, более сложные показатели, а кроме того, вынуждает изменить некоторые характеристики, используемые в настоящее время. Одним из вопросов, требующих пересмотра, является использование при типизации погод количества нижней облачности, которое занимает важное место в классификации, применяемой в комплексной климатологии. Именно в основном по дневному (13 часов) и ночному (1 час) количеству нижней облачности разбиваются на классы безморозные погоды со среднесуточной температурой до 22,5° (кроме погод с очень

низкой среднесуточной относительной влажностью), а также погоды с температурой выше $22,5^{\circ}$ при среднесуточной относительной влажностью 60—80%. По сути дела количество нижней облачности в 13 часов включено в характеристики погод как показатель радиационного режима. Положительная сторона этой характеристики состоит в том, что она применима для всех станций второго разряда. По понятным причинам между количеством нижней облачности в полдень и притоком на поверхность земли солнечной радиации нет удовлетворительной корреляции.

Можно отметить, что в сложных географических условиях, например в прибрежных районах, эти моменты еще более обостряются. Так, на побережье под влиянием местных факторов над сушей днем развивается облачность, но над морем в это время безоблачно. В результате зависимость продолжительности солнечного сияния (а также притока солнечной радиации) от степени облачности будет на побережье иная, чем в пунктах, отдаленных от моря. Это особенно на побережье, ориентированном на юг. Во-вторых, на режим инсоляции немалое влияние оказывают и облака высшего и среднего яруса, но их значение на побережье больше. Например, в мае месяце по материалам некоторых станций островов Монзундского архипелага облака высшего и среднего яруса образуют до 58% от общей облачности, а в юго-восточной Эстонии менее 20%. Все же при разработке классификации именно количество нижней облачности в полдень считалось самым надежным среди тех характеристик облачности, которые можно найти в основных метеорологических таблицах. Но при машинной обработке на этот показатель опираться уже не представляется возможным. Дело в том, что для нанесения на перфокарты данные по облачности зашифрованы таким образом, что они довольно детально характеризуют ночную облачность, о дневной же не дают в большинстве случаев практически никакого представления (Наставление, 1958). Поэтому более-менее определенные суммы радиации связаны лишь с «ясной» (сумма отметок облачности за 4 срока наблюдений не превышает 7) и «пасмурной» (соответствующая сумма 33 и больше) погодой. При остальных показателях облачности, которые охватывают абсолютное большинство погод, суточные суммы радиации могут колебаться практически от минимума до максимума. Такую же картину мы видим при анализе связи между зашифрованными данными облачности и суточными суммами радиационного баланса.

Таким образом напрашивается вывод, что через зашифрованные для нанесения на перфокарты показатели облачности нельзя характеризовать условия радиационного режима и поэтому ими нецелесообразно пользоваться как самостоятельной характеристикой при типизации погод.

Для косвенной характеристики радиационного режима не-

обходимо найти новый показатель, которым могут служить суточные суммы продолжительности солнечного сияния (наносятся на перфокарты округленными до целых часов).

При первом подходе к вопросу может возникнуть мнение, что из видов солнечной радиации с продолжительностью солнечного сияния теснее всего связана прямая радиация. Но в действительности в суммах прямой радиации наблюдаются большие отклонения, прежде всего при полупрозрачной облачности высшего яруса: интенсивность прямой радиации сильно снижается, но если она остается выше предела чувствительности гелиографа, которая по К. Я. Кондратьеву (1954) составляет 0.30—0.35 кал/см²мин, регистрируется «беспрерывное сияние солнца». Однако при полупрозрачной облачности резко увеличивается интенсивность рассеянной радиации, что существенно компенсирует ослабление прямой радиации, и отклонение сумм суммарной радиации от ожидаемой оказывается меньше, чем сумм прямой радиации.

Изучая связи между продолжительностью солнечного сияния и видами радиации, В. Н. Украинцев (1939) пришел к выводу, что зависимости суточных сумм прямой и рассеянной радиации от продолжительности солнечного сияния являются нелинейными и притом обратными по форме кривой. Это дало основание думать, что соответствующая зависимость для суммарной радиации оказывается линейной.

Существование линейной зависимости суточных сумм суммарной радиации от продолжительности солнечного сияния было подтверждено обработанными нами материалами за теплое полугодие по Тарту (1954—1958 гг.) и Москве (МГУ по 4—5 лет с периода 1957—1961). Коэффициенты корреляции r между суточными суммами солнечного сияния и суммарной радиации приведены в таблице 1; корреляция с прямой радиацией оказалась хуже. Но при классификации погод сумм суммарной радиации и являются по сравнению с суммами прямой радиации более содержательной характеристикой радиационного режима, так как суммарная радиация играет большую роль в погодообразовании, при обеспечении радиационной энергией сельскохозяйственных культур, солнечные ванны в настоящее время также дозируются по суммарной радиации.

При линейной зависимости связь между суточными суммами суммарной радиации (y) и продолжительностью солнечного сияния (x) выражается следующей формулой:

$$y = a + bx, \quad (1)$$

причем b — угловой коэффициент корреляционной прямой, a — начальная ордината, которую можно найти по формуле

$$a = \bar{y} - b\bar{x}, \quad (2)$$

где \bar{x} и \bar{y} средние суточные суммы соответственно продолжительности солнечного сияния и суммарной радиации.

Формула (1) известна как формула Украинцева, которую он дает в виде

$$Q + q = ms + n, \quad (3)$$

где Q суточная сумма прямой и q рассеянной радиации, s суточная продолжительность солнечного сияния, m и n коэффициенты, осредненные по широтам, среднемесячные значения которых приведены В. Н. Украинцевым.

При типизации погод для выделения, например, «солнечной погоды» мы можем принимать критерием относительную продолжительность солнечного сияния порядка 60% от возможного (s_B). Как уже отмечалось, суточная продолжительность солнечного сияния (s) наносится на перфокарту округленной до целых часов. Таким образом мы не можем опираться непосредственно на продолжительность сияния $0,6s_B$, а на соответствующую продолжительность в круглых часов.

Качество выбранной нами характеристики ($s \geq 0,6s_B$) «солнечности» погоды определяется в основном тем, с какой вероятностью при продолжительности солнечного сияния $0,6s_B$ или более обеспечена суточная сумма суммарной радиации, в среднем соответствующая $0,6s_B$ (в таблице I — «обеспеченность»).

С другой стороны, мы должны учитывать, как часто при продолжительности солнечного сияния менее $0,6s_B$ сумма радиации превышает сумму (или равняется ей), соответствующую в среднем продолжительности солнечного сияния $0,6s_B$ (в таблице I — «превышение»). Приведем следующий пример. По данным Тартуской актинометрической лаборатории АН ЭССР в июле месяце за период 1954—1958 гг. было 60 дней с продолжительностью солнечного сияния равной или большей $0,6s_B$ (10 часов), причем в 5 случаях сумма суммарной радиации оказалась ниже суммы, которая в среднем соответствует $0,6s_B$ (484—518 кал). Обеспеченность 484 калорий при $s \geq 0,6s_B$ 92% с возможными колебаниями от 85 до 99%. При продолжительности солнечного сияния менее $0,6s_B$ в 8 случаев из 95 суточная сумма суммарной радиации оказывается равной или выше суммы, соответствующей $0,6s_B$. Это в среднем 8% с возможными пределами колебания от 2 до 14%. В таблице 1 приведены «обеспеченности» и «превышения» по всем месяцам, причем приведенные пределы отклонения рассчитаны с 95 процентными доверительных границ, т. е. отклонение может оказаться больше приведенных пределов один раз за 20 лет.

Надо еще обратить внимание, что отклонение суточных сумм суммарной радиации от ожидаемых «норм» в большинстве случаев небольшое. Так, например, в вышеприведенном примере в

Материалы по зависимости суточных сумм суммарной радиаций (Q) от суточной продолжительности солнечного сияния (s)

Месяц	Коэффициент корреляции r	Коэффициенты		0.6 s _B , часы	Пределы Q при s = 0.6 s _B [Q _{(0.6 s_B)], кал}	Обеспеченность Q ≥ Q _(0.6 s_B) при s ≥ 0.6 s _B , %	Превышение Q ≥ Q _(0.6 s_B) при s = 0.6 s _B , %
		b	a				
	1	2	3	4	5	6	7
Тарту:							
Апрель	0.89	24.5	185	9	395—415	83; 72—94	7; 2—12
Май	0.95	29.5	173	10	453—482	92; 85—99	8; 2—14
Июнь	0.93	29.5	208	11	521—545	86; 77—95	7; 2—12
Июль	0.94	34.2	160	10	484—518	92; 85—99	8; 2—14
Август	0.93	27.2	163	9	397—419	92; 84—100	4; 0—8
Сентябрь	0.91	24.9	92	8	280—305	83; 71—95	8; 3—13
Москва, МГУ:							
Апрель	0.90	25.5	161	8	352—377	97; 93—100	8; 1—15
Май	0.92	28.5	187	10	458—487	93; 87—99	9; 3—15
Июнь	0.93	31.3	197	10	494—525	97; 93—100	14; 5—23
Июль	0.93	27.0	212	10	468—495	94; 89—99	9; 0—18
Август	0.93	28.4	142	9	386—409	91; 84—98	7; 2—12
Сентябрь	0.90	23.2	122	8	296—319	86; 71—100	4; 0—8

6 случаях «превышения» из 8 сумма радиации оказывается в указанных в таблице 1 пределах 484—518 кал. Если же во все рассматриваемые месяцы считать превышающими лишь те суммы радиации, которые оказываются выше пределов, соответствующих продолжительности солнечного сияния 0.6 св, то превышение оказывалось бы по материалам Тарту в среднем равным 3% против 7% в таблице 1.

По таблице 1 отметим еще, что изменение коэффициентов а и b не оказывается постепенным, что, по-видимому, объясняется особенностями режима погод за рассматриваемый относительно короткий период.

Результаты анализа материалов приводят нас к выводу, что зависимость притока солнечной радиации от продолжительности солнечного сияния достаточно тесная и что суточная продолжительность солнечного сияния является из этих отдельно взятых метеорологических показателей, которые в настоящее время на-носятся на перфокарты, самой надежной косвенной характеристикой притока солнечной радиации.

В случае применения при типизации погод продолжительности солнечного сияния погоды будут отражать определенные условия притока солнечного тепла, и анализ режима погод (их повторяемости, устойчивости и т. д.) позволит, например, в курортной климатологии охарактеризовать возможности применения гелиотерапии, в агроклиматологии же оценить обеспеченность растений солнечной энергией для фотосинтеза, косвенно судить о разностях между температурами подстилающей поверхности и воздуха, а также о разностях в тепловых условиях склонов различной экспозиции.

Так как приток солнечной радиации на поверхность земли занимает летом ведущее место в радиационном балансе, мы проанализировали также и связь между продолжительностью солнечного сияния и суточными суммами радиационного баланса, которая естественно несколько хуже, чем связь с притоком радиации, так как на суточный радиационный баланс существенно влияет и ночная облачность. Если пользоваться при анализе этой связи в качестве дополнительной характеристики зашифрованными показателями облачности, то проявляется следующая тенденция: при определенной продолжительности солнечного сияния относительно меньшие суммы радиационного баланса наблюдаются при ясной и ночью безоблачной погоде, относительно большие же суммы при пасмурной и облачной ночью погоде, когда выхолаживание подстилающей поверхности менее интенсивное.

Из сказанного следует, что зашифрованными характеристиками облачности, занесенными на перфокарты, можно пользоваться при типизации летних погод как дополнительным показателем.

Зимой в средних широтах приток солнечной радиации ввиду малой интенсивности инсоляции и большого альбедо снежного покрова в погодооброзовании непосредственно существенной роли не играет. Поэтому и продолжительность солнечного сияния не имеет такого значения, как летом. Анализ показывает, что зашифрованные характеристики облачности (как нижней, так и общей) и в зимних условиях не имеют достаточно тесной связи с суточными суммами радиационного баланса. Таким образом приходится отказаться от намерения косвенно охарактеризовать зимние условия лучистого обмена через показатели, нанесенные на перфокарты. Но в зимний период большое значение имеет и характеристика условий освещенности, которую также нельзя дать через степени облачности, так как облачный покров среднего и высшего яруса бывает зимой весьма различным — от тончайших перистых до мощных слоистых облаков. Поэтому и при характеристике освещенности целесообразно принимать за основу данные о сиянии солнца. Конечно, характеристика освещенности при типизации зимних погод может быть применена только как один из дополнительных показателей.

Анализ конкретного материала метеорологических и актинометрических наблюдений привел нас к убеждению, что продолжительностью солнечного сияния как косвенной характеристикой радиационного режима можно пользоваться при типизации погод, особенно летних, в качестве одного из основных показателей, но при обработке перфорированной метеорологической информации это прямо необходимо; притом дополнительным показателем могут служить данные облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев, К. Я., 1954. Лучистая энергия солнца. Ленинград.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. 1958. Вып. 3, часть II. Л.
3. Украинцев, В. Н., 1939. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 6.
4. Чубуков, Л. А., 1949. Комплексная климатология. М.—Л.

KIIRGUSREŽIIMI KAUDSETE KARAKTERISTIKUTE RAKENDAMISEST ILMADE TÜPISEERIMISEL

A. Raik

Resümee

Järjest enam leiab klimatoloogilises analüüsis, eriti aga rakendusklimatoloogias, rakendamist ilma kategooria kui atmosfääri seisundi kompleksne karakteristik. Viimasel ajal on arvutusmasinate kasutamine perforeeritud meteoroloogilise informatsiooni läbitöötamiseks avanud avarad perspektiivid keerukate meteoroloogiliste komplekside laialdasemaks kasutamiseks.

Konkreetselt kasutatav perforeerimise viis (Наставление, 1958) esitab aga omad tingimused. Nii on andmed pilvituse kohta perforeerimiseks šifreeritud selliselt, et need väga ebamääraselt peegeldavad päevase kiirgusrežiimi tingimusi. Nõukogude Liidus kõige enam levinud nn. kompleksse klimatoloogia ilmade klassifikatsioonis (Чушков, 1949) kasutatavaid pilvituse karakteristikuid näiteks perfokaartidel ei ole.

Käesolevas artiklis tehakse ettepanek kiirgusrežiimi kaudse karakteristikuna rakendada päikesepaiste kestuse andmeid, mille seos summaarse kiirguse päevasummadega on esitatud tabelis 1, mille koostamiseks on läbi töötatud andmed Tartu (1954—1958) ja Moskva (1957—1961) kohta aprillist septembrini. Korrelatsioon nende kahe näitaja vahel, mida peegeldab korrelatsiooni koefitsient r , on vägagi tihe.

Ilmade klassifitseerimisel on selle või teise ilmaklassi väljeraldamisel otstarbekas aluseks võtta teatud suhteline päikesepaiste kestus — konkreetselt on analüüsi aluseks võetud ööpäevane päikesepaiste kestus (s), mis on võrdne või suurem kui 60% võimalikust päikesepaiste kestusest (s_B). Valitud karakteristiku ($s \geq 0,6 s_B$) kui ilmaklassi määramise aluse kvaliteetsuse määrab ühelt poolt see, millise tõenäosusega on päikesepaiste kestuse $s \geq 0,6 s_B$ korral kindlustatud talle keskmiselt vastav summaarse kiirguse päevasumma (Q), mille kindlustatuse % ja selle kõikumise piirid on toodud tabelis 1 veerg 6. Teiselt poolt määrab karakteristiku väärtuse see, kui suurel osal juhtudest päikesepaiste kestuse jäämisel alla $0,6 s_B$ on summaarse kiirguse päevasumma võrdne või suurem kui summa, mis keskmiselt vastab päikesepaiste kestusele $0,6 s_B$ (veerg 7).

Teostatud analüüs näitab, et päikesepaiste kestus on neist meteoroloogilistest näitajatest, mis käesoleval ajal perfokaardile kantakse, kahtlematult kõige paremaks kaudseks kiirguse juurdevoolu karakteristikuks. Päikesepaiste kestuse kasutamise puhul ilmade klassifitseerimisel peegeldaksid ilmatüübid kindlaid päikesekiirguse maapinnale juurdevoolu tingimusi, kuna ilmade

režiimi (nende korduvuse, püsivuse jne.) analüüs võimaldaks näiteks kuurordiklimatoloogias iseloomustada päikeseravi rakendamise võimalusi, agroklimatoloogias hinnata taimede kindlustatust fotosünteesiks vajaliku päikeseenergiaga, kaudselt otsustada aluspinna ja õhu temperatuuri erinevuse, samuti aga erineva ekspositsiooniga nõlvade soojuslike tingimuste erinevuste üle.

Et suveperioodil on päikesekiirguse juurdevool kiirgusbilansis juhtival kohal, osutub ka päikeseapaiste kestuse ja kiirgusbilansi vaheline side tihedaks.

Täiendava karakteristikuna võib ilmade tüpiseerimisel kasutada andmeid pilvituse kohta.

Päikeseapaiste kestuse andmeid on soovitatav kasutada ka talveperioodil ühe täiendava näitajana kui loodusliku valgustatuse karakteristikut.

ON THE APPLICATION OF INDIRECT CHARACTERISTICS OF RADIATION RÉGIME TO THE CLASSIFICATION OF WEATHER

A. Raik

Summary

It is proposed to apply for the classification of weather the data relating to the duration of sunshine as an indirect characteristic of the radiation régime. The relation of the duration of sunshine to the daily sums of total radiation is seen from the correlation coefficient r in Table (1). The table has been compiled on the basis of data obtained in Tartu (1954—1958) and Moscow (1957—1961) from April to September.

When classifying weather, it has proved to be expedient to take a certain relative duration of sunshine as a basis defining the different types. In this paper the analysis is based on the total of the sunny hours of the day (S), which is equal to or exceeds 60 per cent of the possible duration of sunshine (s_B). The efficiency of this characteristic ($s \geq 0,6 s_B$) as a basis for defining the weather class depends, on the one hand, on the degree of probability achieved, in case of the duration of sunshine $s \geq 0,6 s_B$, a corresponding guaranteed mean daily sum of total radiation, (Q). The guaranteed percentage of the latter and the limits of its variation are shown in Table (1), Column 6. On the other hand, the reliability of the characteristic is determined by how often, the duration of sunshine remaining below $0,6 s_B$, the daily sums of total radiation are equal to or greater than the

sum corresponding, on the average, to the duration of sunshine $0.6 s_B$ (Column 7).

As in the summer period the flow of the Sun's rays prevails in the radiation balance, the latter and the duration of sunshine prove to be closely interrelated. To sum up, the duration of sunshine in a warm period can be regarded as a good criterion for the classification of weather.

KLIMAATILISED AASTAAJAD EESTIS

A. Raik

Geograafia kateeder

Aasta jagamine aastaägadeks on sügavalt juurdunud tava ja keegi ei kahtle selle vajalikkuses ega otstarbekuses. Parasvöötmes on selgesti välja kujunenud suvi, mil toimub elava looduse ja inimeste eluks ülitähtsate põllumajanduslike kultuuride areng, ning talv, mil maad katab paks lumevaip ja taimede arenemine on (muidugi üsna tinglikult väljendades) katkenud. Neid põhi-aastaaegu eraldavad küllaltki keerulise struktuuriga ülemineku-perioodid — kevad ja sügis.

Aastaaegade piiritlemise küsimuse pealiskaudsel vaatlemisel võib tunduda, et erilist probleemi siin polegi. Aastaaegade algused on ju avaldatud igas kalendris, kusjuures neil nn. pööripäevadel on täiesti kindel sisu. Suvisel pööripäeval tõuseb päike horisondi kohal kõige kõrgemale ja päev on pikim, mistõttu maapind saab muude tingimuste võrdsuse korral maksimaalse hulga kiirgusenergiat. Talvisel pööripäeval on olukord vastupidine: päev on lühim, päikese seis madalaim, kiirgusenergia juurdevool sellega seoses minimaalne. Ka kevadine ja sügisene pööripäev liigseerivad maakera aastase liikumise kindla momendi, mida peegeldab nende nimetus — võrdpäevsus. Ometi ei kaasne pööripäevadega looduses otse mingit märgatavat muutust. Paariminutilist muutust päeva pikkuses või päikese kõrguses horisondi kohal ei pane praktiliselt keegi tähele; aastaaja vahetumine on aga inimese teadvuses seotud eelkõige muutusega ümbritsevas looduses. Eeltoodud n.-ö. astronoomiliste aastaaegade kaitseks tuuakse tavaliselt seda, et nad peegeldavad primaarset kliimatekke tegurit — päikesekiirguse juurdevoolu atmosfääri välispiirile. Siin tuleb aga esmalt silmas pidada, et kiirgusenergia juurdevool atmosfääri välispiirile on alles n.-ö. esimene liikumapanev jõud, mis toimib ilmastikule küllalt keerukate vahendavate lülide, eelkõige atmosfääri tsirkulatsiooni ja aluspinna mõju kaudu. Ja teiseks: kui lugeda päeva pikkust ja päikese kõrgust määravateks teguriteks, siis oleks ju loogiline lugeda pikim ja päikese suurima kõrgusega päev suve keskpunktiks, aastaaja «sümmeetriateljeks». Selle daatumi võtmine suve alguseks pole aga küllaldaselt põhjendatud. Sama kehtib ka talve kohta.

Nii jõuame järeldusele, et pole põhjust otsida tihedaid seoseid astronoomiliste aastaaegade alguse ja looduses toimuvate muutuste vahel.

Aastaaegade piiritlemist teostatakse ka tsirkulatsioonitingimuste kui ilmastikku kujundava teguri alusel, kusjuures lähtutakse talvele, suvele ja üleminekuperioodidele iseloomulike tsirkulatsiooniprotsesside mõjulepääsemisest (Дзержевский и др., 1946). Eesti NSV kohta on seda küsimust puudutanud I. Plištsenko (1962). Tsirkulatsiooniprotsesside analüüsi ja regionaalse sünoptika seisukohalt on kahtlemata otstarbekas rääkida sünoptilisest talvest, kevadest jne., ka on tsirkulatsioonitingimusi kindlasti vaja arvestada aastaaegade kujunemise ja vahetumise lähemal uurimisel, kuid esialgu on sünoptilised aastaajad siiski eelkõige vastava teadusharu kategooriad ega leia kasutamist üldiste kriteeriumidena. Tuleb veel arvestada, et tsirkulatsiooniprotsesside tüübi muutus hõlmab korraga väga suure territooriumi, samal ajal aga täheldatakse aastaaegade vahetuse tunnuseks loetavate elusa looduse muutuste ilmlemises olulisi erinevusi küllalt väikestel vahemaadel. Nii valitseb meil ju üldine arvamus, et näiteks suvi algab Lõuna-Eestis nädal-kaks varem kui põhjarannikul.

Laialdaselt kasutatakse nn. kalendaarseid aastaaegu, mille alusel aasta jagatakse kolme kuu kaupa neljaks põhiliseks aastaajaks, talv — detsember, jaanuar veebruar; kevad — märts, aprill, mai jne. Nimetatud jaotus on küll väga praktiline, kuid tal on needsamad puudused, mis astronoomiliste aastaaegade juureski. Arvestamata kohalikke tingimusi, eeldatakse siin, nagu algaks aastaaeg kõikjal samaaegselt ja oleks ühesuguse kestusega.

Eeltoodust ilmneb, et ei astronoomilised, sünoptilised ega kalendaarsed aastaajad peegelda küllalt paindlikult ilmastikus ja elusas looduses toimuvaid sesoonseid muutusi. Selle puuduse korvamiseks tuleb täiendavalt kasutada veel kliimaatilise aastaaja kategooriat, mida N. N. Galahhov (1959) defineerib järgnevalt: «kliimaatiline aastaaeg on geograafilise keskkonna kliimaatilise komponendi aastase tsükli suhteliselt iseseisev etapp, mida iseloomustab kliimatekke protsesside ja kliimaatiliste nähtuste ühetüübilisus ja ühtne üldsuund ning mis väliselt avaldub keskkonna teiste komponentide kindlates seostatud muutustes, maastiku aspektide muutustes».

Nagu esitatud difinitsioonist nähtub, iseloomustavad kliimaatilist aastaaega muutused nii ilmastikus kui ka loodusliku keskkonna teistes komponentides, s. o. fenoloogilised muutused.

Kliimaatiliste ja fenoloogiliste näitajate kui aastaaegade piiritlemise võimalike aluste võrdlemisel tuleb silmas pidada järgmist: fenoloogilisi vaatlusi ei teostata sellise regulaarsuse ja täpsusega kui meteoroloogilisi ning fenoloogiliste nähtuste kulg ei sõltu ainult antud perioodi ja sellele vahetult eelneva perioodi ilmastikust. Näiteks sõltub taime arengu kevadiste faaside saa-

bumine oluliselt ka sellest, millises seisukorras läks taim sügisel vastu puhkeperioodile ja milline oli talv. Muidugi on ka ilmastik aluspinna seisundi kaudu seotud eelnenud perioodi kliimaatiliste tingimustega, näiteks maapinna külmumissügavuse, pinnase niiskusevaru, veekogudes talletunud soojusehulga jms. kaudu. See mõju on aga väiksem kui fenoloogiliste nähtuste puhul. Kokkuvõttlikult võime nentida, et fenoloogilised näitajad peegeldavad eluslooduse sesoonseid muutusi vahetumalt, kuid praktilises töös pole nad aga alati kasutatavad.

Et saada otstarbekaid kriteeriume aastaaegade piiritlemiseks, seostatakse fenoloogilised näitajad kliimaatilistega. Selleks valitakse looduse aastase arengu faasi nähtus või nähtused, mis kõige ilmekamalt peegeldavad näiteks suve algust. Edasi tehakse kindlaks, milliste ilmastikutingimuste juures (täpsem: pärast milliseid kliimaatilisi mõjutusi) ilmneb valitud nähtus normaalsetes tingimustes. Leitud kliimaatiline näitaja võetakse sellisel juhul aastaja alguse kriteeriumiks.

Aastaaegade piiritlemisel on aga täiesti mõeldav lähtuda ka n.-ö. puhtilmastikulistest karakteristikutest, mis pole tuletatud fenoloogiliste näitajate kaudu. Sellisteks oleksid eelkõige eelnevale sesoonile iseloomulike ilmatüüpide korduvuse vähenemine ja saabuval sesoonile iseloomulike ilmatüüpide korduvuse järsk suurenemine. Aastaaegade niisugust piiritlemist on kasutanud J. J. Fjodorov ja A. I. Baranov (1949) NSVL Euroopa-osa tasan-diku kliima iseloomustamisel; sellisele võimalusele vihjab ka N. N. Galahhov (1959). Tundub aga, et Eesti NSV suhteliselt väikese territooriumi tõttu ei võimalda antud meetod küllalt täpselt iseloomustada aastaaegade vahetumise territoriaalseid erisusi. vähemalt kasutatava ilmade klassifikatsiooni juures, ja see sobib paremini suuremate territooriumide iseloomustamiseks.

Kliimaatiliste aastaaegade piiritlemisel on käesolevas artiklis kasutatud sooja poolaasta kohta neidsamu kriteeriume, mida on soovitatud Eesti NSV agrokliimaatilises teatmikus (1962). külmal poolaastal on aga teatud lahkuminekul. Artikli põhiliseks eesmärgiks on iseloomustada aastaaegade alguse ja kestuse muutlikkust aastate lõikes, mis üsna ilmekalt illustreerib Eesti ilmastiku ebapüsivat iseloomu. Lähtematerjaliks on Tartus viimase nelja aastakümne kestel teostatud vaatluste andmed, kusjuures 1949. aastani asus vaatluskoht linnas, 1950. aastast alates aga väljaspool linna. Kasutada olevad andmed sisaldasid lünki lumikatte vaatluste osas 40-ndatel aastatel (okupatsiooniperiood), vastuolusid ilmnes kohati «Eesti meteoroloogia aastaraamatutes» avaldatud andmetes lumikatte kohta. Ka tuli 1944. aasta sügise algust määrata üsna kaudsetel andmetel, sest augustis-septembris 1944. a. Tartus meteoroloogilisi vaatlusi ei tehtud. Andmed aastaaegade alguse ja kestuse kohta on esitatud joonisel 1 ja tabelis 1. Tekstis toome vaid mõningad märkused.

Andmeid aastaegade alguse ja kestuse kohta Tartus 1920—1962

	Eeltalv	Talv	Kevadtalv	Varakevad	Kevad	Suvi	Sügis	Hilissügis
Aastaaja algus:	1	2	3	4	5	6	7	8
1) keskmine	12. XI	13. XII	8. III	1. IV	21. IV	3. VI	6. IX	21. X
2) varaseim, aasta	13. X 1941	25. X 1921	15. I 1938	4. III 1927	31. III 1948	9. V 1921	8. VIII 1956	24. IX 1939
3) hiliseim, aasta	17. XII 1929	20. II 1925	11. IV 1955	28. IV 1956	12. V 1941	2. VII 1923	22. IX 1934 1937	11. XI 1930
4) keskmine hálve päevades	12	18	16	11	9	10	7	8
5) keskmine erinevus eelmise aasta vastavast daatumist päevades	16	28	20	14	11	13	9	13
Aastaaja kestus päevades:								
6) keskmine	31	85	24	20	43	95	45	22
7) suurim, aasta	78 1924/1925	152 1921/1922	62 1961	59 1927	75 1925	128 1937	80 1956	66 1929
8) vähim, aasta	0, 1921 1927 1940	9, 1948/1949	4, 1927	0, 1952 1960	7, 1926	63, 1923	13, 1939	2, 1921 1942 1956
9) keskmine hálve päevades	15	25	11	11	10	13	9	13

Aastaaegade piiritlemine ja muutlikkus

Üleminekul sügisest talvesse tekivad ajutised lumikatted ja lühiajalised külma ilma ($t^{\circ} \max < 0^{\circ}$) perioodid. Need tunnused tähistavad eeltalve saabumist. E. Maanvere soovitab agrokliimaatilises teatmikus (1962) eeltalve alguseks lugeda keskmise õhutemperatuuri langemist alla 0° kuid tundub, et see ei tarvitse looduses ega ilmastiku üldises laadis kaasa tuua mingit olulist muutust.

Vaadeldaval perioodil pole eeltalve välja eraldatud kolmel aastal. Kõige iseloomulikumaks on siin 1921. aasta, mil 24. oktoobrini püsis temperatuuri miinimum üle 0° , 25. oktoobril moodustus lumikate täiesti sulale maapinnale ja jäigi püsima. Esmakordselt langes maksimumtemperatuur alla 0° 28. oktoobril. 1921. a. järsk talve algus oli ühtlasi vaadeldaval perioodil kõige varajasem. Eeltalv puudus ka 1940. aastal, kusjuures talve algus oli lähedane keskmisele (6. dets.). Sel aastal moodustus küll novembri esimesel poolel viieks päevaks ajutine lumikate, kusjuures püsis sula ilm. Seda ajutist lumikatet eeltalve juurde lugemast takistas järgnev enam kui kahe nädala pikkune soojaperiood ($t^{\circ} \min \geq 0^{\circ}$).

Neljal aastal on aga eeltalv kujunenud pikemaks kui kaks kuud.

Talve saabumise tunnuseks on külmade ($t^{\circ} \max < 0^{\circ}$) ilmade sagenemine ja püsiva lumikatte moodustumine, kusjuures need kaks nähtust on omavahel tihedas seoses. Sulata ilmade esinemine loob eelduse püsiva lumikatte kujunemiseks, lumikate avaldab omakorda tugevat mõju ilmastikule. Nimelt muutub lumikatte moodustumisega oluliselt aluspinna kiirgusrežiim. Lume, eriti värske lume suure albeedo tõttu väheneb neeldunud kiirgus ja sellega ka päikeseikiirguse vahetu ilma kujundav mõju tunduvalt. Õhutemperatuuri tõus keskpäeval on muudel võrdsetel tingimustel väiksem kui lumikatte puudumise puhul, mistõttu lume sulamine on pidurdatud.

Lumel on suur väljakiirgusvõime ning et lume tugeva isoleeriva toime tõttu on soojuse juurdevool pinnasest takistatud, jahutub lume pind eriti intensiivselt, mis soodustab maalähedase inversiooni väljakujunemist ning sellega külma ilma püsimist.

Eeltoodut kokku võttes tuleme järeldusele, et Eesti tingimustes on otstarbekas talve alguseks lugeda püsiva lumikatte kujunemise aeg.

Eesti NSV agrokliimaatilise teatmiku andmetel vastab lumikatte kujunemisele temperatuuri minek läbi -3° . Antud juhul tundub aga otstarbekam olevat tugineda mitte temperatuurile, vaid vahetult lumikatte kujunemise faktile, mis on üldmõistetav ja mida fikseeritakse meteoroloogijaamade ja vaatluspostide võrgus küllaldase täpsusega.

70%-l vaadeldud talvedest osutus võimalikuks talve alguseks võtta vahetult püsiva lumikatte moodustumine, kusjuures 26%-l talvede arvust langesid püsiva lumikatte ja püsiva külma kujunemine ühe päeva täpsusega kokku, 44%-l talvedest kujunes külm ilm ($t^{\circ} \max < 0^{\circ}$) pärast püsiva lumikatte moodustumist. Ülejäänud 30%-l juhtudest jäi külm ilm püsima juba enne lumikatte moodustumist. Nendel juhtudel on talve alguseks võetud esimene päev sellest külmaperioodist, mille kestel püsiv lumikatte moodustub.

Selliste lume-eelsete külmaperioodide kogupikkus oli vaid 76 päeva, mistõttu talve alguse keskmine daatum erineb püsiva lumikatte kujunemise omast vaid kahe päeva võrra. Seega võime püsiva lumikatte kujunemise kaarti, mis on avaldatud E. Maanvere (1962) poolt, vaadelda kui talve alguse kaarti. Näeme, et talv saabub kõige varem Pandivere kõrgustiku keskosas — enne 5. detsembrit. 10. detsembriks saabub talv ulatuslikul alal Põhja-Eestis, samuti Haanja ja Otepää kõrgustikul ja kuu keskpäiku saabub talv kogu Ida-Eestis, välja arvatud Peipsi madaliku lõunaosa. Läänerannikul kujuneb püsiv lumikatte pärast 25. detsembrit. Saaremaa ja Hiiumaa rannikul alles jaanuaris. Erinevus lumikatte moodustumises kõrgustikel ja Sõrve poolsaarel ulatub üle kuu aja.

Nagu teada, on Eestis just talveilmastik väga ebapüsiv. Selle tunnuseks on ka asjaolu, et talve alguskuupäeva kõrvalekaldest keskmisest on suuremad kui teiste aastaegade puhul (tabel 1), talve alguse erinevus naaberaastatel küünib keskmiselt koguni nelja nädalani. Mõnedel aastatel aga ei moodustugi tõelist püsivat lumikattet ega kujune ka tüüpilist talveilmastikku. Nii osutus erakordselt pehmetel 1948/1949. ja 1960/1961. talveperioodidel vaid õige tingimisi võimalikuks eraldada vastavalt 9 ja 12 päeva pikune «talv». Nimetame veel, et $\frac{1}{3}$ vaadeldud juhtudest on tegemist n.-ö. ebapüsiva talvega — lumikatte on talve kestel lagunened ja kujunenud siis uuesti. Ekstreemsete talvede režiimi kohta võib leida täiendavaid andmeid autori varem avaldatud artiklites (Raik, 1959, 1962).

Talve lõpu, s. o. kevadperioodi alguse määritlemises lähevad seisukohad rohkem lahku kui talve alguse puhul. Nii loeb N. S. Temnikova (1958) Läti tingimustes talve lõpuks püsiva lumikatte lagunemise ja jõgede vabanemise jääkattest, millele temperatuuri-režiimis vastab ööpäeva keskmise õhutemperatuuri tõus üle 0° Samu looduslikke nähtusi vaadeldakse talve lõpu kriteeriumina ka Eesti NSV agrokliimaatilises teatmikus (1962), ainult neile vastavaks terminise režiimi näitajaks on leitud temperatuuri tõus üle -1°

Küsimuse sellise käsitleluga ei saa aga päris hästi nõustuda. Nimelt eelneb lumikatte lagunemisele selle tuseduse vähenemine sulade tagajärjel, kusjuures see periood võib, eriti lumerohketel

aastatel, kesta küllaltki kaua. Lumikatte sulamine on looduslike protsesside dünaamikas talvega võrreldes kvalitatiivselt uus periood. Ilmastikuliselt on kõnealusele ajavahemikule iseloomulik sulailmade, sealjuures päikesepaistelistel sulailmade valitsemine, mis järsult erineb talveilmastiku üldisest laadist ning annab põhjust lumikatte түseduse järjekindla vähenemise aja lugemiseks kevadperioodi kuuluvaks.

Lumikatte õhenemise algust ja sulailmade sagenemist käsitlevad kevade alguse kõige otstarbekama kriteeriumina ka J. J. Fjodorov ja A. I. Baranov (1949) Lumikatte түseduse vähenemise algus on aastaaja piiri tunnuseks sobiv veel seetõttu, et ta reageerib õige tundlikult kevadiste protsesside võimulepääsule ilmastikus. Seda ei saa öelda näiteks püsiva lumikatte lagunemise kohta, mis sõltub suuresti talvel akumulbeerunud lume hulgast.

Kevad kui üleminekuperiood hõlmab omakorda väga laiad looduse muutumise piirid: külma ilma foonil kujunevatest n.-õ. radiatsioonilistest suladest kuni suviselt soojade ilmadeni, külmunud, paksu lumega kaetud maapinnast taimede aktiivse arenemiseni. Seetõttu on otstarbekas jagada kevadperiood kolmeks.

Lumikatte sulamise aega võiks nimetada kevadtalveks. Selle perioodi juurde kuuluvaks on loetud ka pärast püsiva lumikatte lagunemist taaskujunenud mõnepäevased lumikatted ja külmaperioodid ($t^{\circ} \max < 0^{\circ}$), kui neid püsiva lumikatte lagunemisest eraldav ajavahemik ei ületa oluliselt nende endi kestust. Vaadeldaval perioodil on 74%-l aastatest kevadtalv lõppenud püsiva lumikatte lagunemisega, ülejäänud aastatest on enamikul kevadtalv taaskujunenud lumikatete ja tagasipöörduvate külmade arvel pikenenud 2—3 nädala võrra. Neljal aastal, millal talve selgroog on murdunud ajal, mis vastab normaalselt südaltalvele, on kevadtalv lumikatte korduva lagunemise ja taastekkimise tagajärjel kujunenud väga pikaks, ulatudes pärast 1960/1961. erakordselt pehmet talve koguni 62 päevani.

Kui talvel on akumulbeerunud rohkesti lund, võib ka püsiva lumikatte sulamiseks kuluda küllalt kaua aega. Seejuures ei tarvitse lumikatte õhenemine olla alati pidev. Seisakuid toovad siin kaasa kas külmade tagasipöördumine, mille puhul lumikate säilitab oma түseduse, või lumesajud, mis üksikutel aastatel on osutunud koguni sedavõrd ohtraiks, et lumikatte түseduse maksimum langeb tema sulamisperioodile. Ilmekaks näiteks on 1956. aasta, mil lumikatte түsedus oli 20. märtsil 55 cm, hakkas siis sulade tõttu vähenema, kuid suurenes aprilli algul toimunud tugevate lumesadude tagajärjel 9. aprilliks 68 cm-ni. Lume sulamine jõudis lõpule 28. aprillil, kestes seega 39 päeva, mille jooksul õhutemperatuuri maksimum jäi vaid neljal päeval alla 0°

Lume sulamine võib toimuda ka väga kiiresti. Seda peamiselt juhul, kui temperatuur püsib üle 0° kogu ööpäeva jooksul ning lume

sulamist soodustab vihmaadu. Eelmainitud tingimustel sulas 1927 aastal näiteks 20 cm tusedune lumikate nelja päevaga.

Maapinna vabanemisega lumikattest algab varakevad, mille põhijooneks on maapinna sulamine ja soojenemine ning mis jõuab lõpule vegetatsiooniperioodi alguseks. Ilmastikus sageneb varakevadel järsult soojade ilmade ($t^{\circ} \min \geq 0^{\circ}$) korduvus, mis sageli pääsevad maksvusele kohe pärast lume sulamist. Mõnedel aastatel, vaadeldaval perioodil 1952. ja 1960. a., kujuneb aga ilmastik juba lume sulamise lõpuks sedavõrd soojaks, et kohe pärast lumikatte lagunemist vastavad termilised tingimused vegetatsiooniperioodi omadele ja varakevad kui aasta-aeg langeb välja. 1927. ja 1935. a. kestis aga varakevad ligi kaks kuud. Sellisel juhul jääb varakevadesse tavaliselt ka hiliseid külmaperioode ja ajutisi lumikatteid.

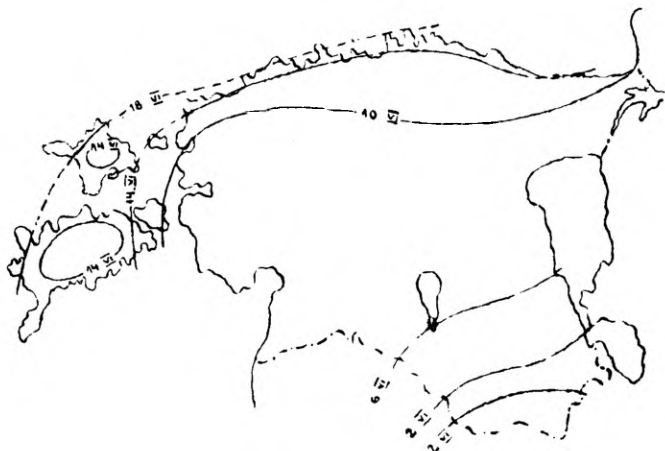
Kevade (kitsamas mõttes) alguseks on otstarbekas lugeda vegetatsiooniperioodi algust, s. o. aega, millal looduses on kujunenud tingimused taimede kasvuks ja arenemiseks. Vegetatsiooniperioodi algusele vastavaks kliimaatiliseks näitajaks loetakse üksmeelselt õhutemperatuuri püsivat tõusu üle 5° , mis toimub Lõuna-Eestis aprilli III dekaadi algul, Põhja-Eestis ja Soome lahe rannikul, samuti saarte rannikul kuu lõpus. Eelnenud sesoonidega võrreldes on kevade alguse hälbed väiksemad, suhteliselt väiksem on ka kevade kestuse keskmine hälve. Maksimaalsed hälbed on aga küllaltki suured (tabel 1).

Suve algust tavatsetakse määratleda fenoloogiliste nähtuste kaudu, millena Eesti NSV agrokliimaatilises teatmikis on käsitletud pihlaka õitsemise algust, viljapuude õitsemise lõppu ja soojalembeste köögiviljade kasvuks soodsa perioodi algust. Läti NSV kohta on samu näitajaid kasutanud suve alguse kriteeriumina N. S. Temnikova (1958). Samade allikate andmeil vastab loetletud nähtuste saabumise ajale ööpäeva keskmise temperatuuri minek läbi 13° .

Nagu nähtub jooniselt 2, tõuseb ööpäeva keskmine temperatuur üle 13° kõige varem Kagu-Eestis, kus suvi algab juuni esimestel päevadel. Siit levib suve algus põhja ja läände, s. o. mere suunas. Mandri-Eesti valdavas osas toimub temperatuuri tõus üle 13° juuni I dekaadi jooksul, Soome lahe rannikul ulatub aga mahajäämus Kagu-Eestiga võrreldes kahe nädalani, mis vastab rahva tähelepanekutele looduse arengu faaside saabumise aegade erinevuste kohta. Saarte läänerannikul tõuseb temperatuur üle 13° alles 20. juunil, Vaindlool kõige hilisemana koguni jaanipäeval.

Taimede arengu teatud faasi saabumise aja seos õhutemperatuuri tõusuga üle mingi kindla piiri on aga konkreetsetel aastatel nõrgem kui seos termiliste mõjutuste hulgaga, mida iseloomustatakse temperatuuride summa abil. Seetõttu võib küsimuse lähemal uurimisel osutada võimalikuks ja otstarbekaks lugeda suve alguseks aktiivsete temperatuuride teatud summa kogunemise aega.

Suve alguse kõrvalekalded keskmisest on lähedased varakevade ja kevade omadele. Küllalt sageli (joon. 1) hilineb suve algus ja langeb juuni teise dekaadi. Enamikule sellistest aastatest on iseloomulik soe maikuu teine pool, mil valitseb suvisele lähedane ilmastik, ning külm juuni algus, mis ei luba lugeda maikuu sooja suve juurde kuuluvaks.



Joon. 2. Suve algus

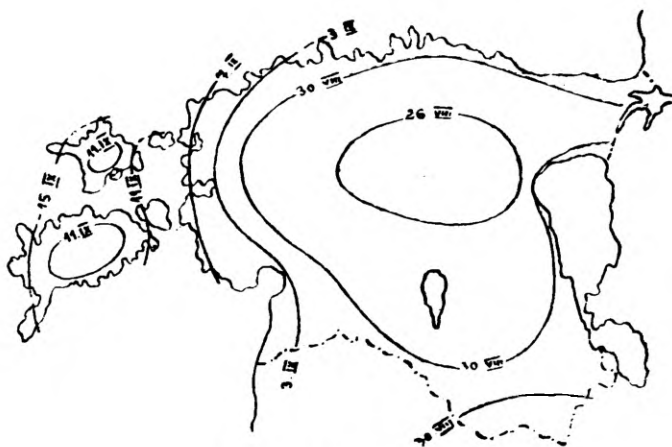
Kui suve algus on küllaltki kõikuv, siis kestuse poolest on suvi kõige stabiilsem aastaaeg.

Sügise algust (suve lõppu) tähistavad sellised nähtused, nagu õunte valmimine, suviviljade valmimine ja koristamine, varaste öökülmade saabumine. Nende nähtuste ilmnemise keskmisele kuupäevale vastab Eesti NSV agrokliimaatilise teatmiku (1962) andmetel Eesti siseosades ööpäeva keskmise õhutemperatuuri langemine alla 13° läänesaarestikus alla 12° . Õhutemperatuuri langemine alla 13° on Tartu andmetel üksikudel aastatel kaldunud paljuaastasest keskmisest kõrvale vähem kui ühegi teise aastaaja algust tähistava nähtuse esinemine (tabel 1).

Ilmastikus on sügise alguse tunnuseks pilves ja sademetega ilmade esinemise sagenemine, samuti öökülmade saabumine.

Sügise alguse territoriaalse jaotuse iseloomustuse esitame joonisel 3, mille koostamise aluseks olevad temperatuuri üleminekud on leitud õhutemperatuuri aastase käigu kõvera alusel. Tartu osas näeme tabelis 1 esitatud keskmisega võrreldes enam kui nädalast lahkuminekut, mida põhjustab temperatuuri läbi teatud piiri mineku arvutamise meetodika. Esitatud skeem peegeldab siiski tõenäoliselt õigesti sügise saabumise territoriaalseid erinevusi ja tema alusel võime väita, et sügis algab kõige varem Kesk-Eesti põhjaosas,

nagu seda nägime näiteks lumikatte kujunemiselgi. Mandri-Eestis hilineb sügise algus kaguosas, Peipsi-äärsel alal ja rannikul. Saarte läänerrannikul algab sügis aga üle kolme nädala hiljem kui Kesk-Eesti «jahtumiskoldes».



Joon. 3. Sügise algus

Oktoobri II ja III dekaadil langeb õhutemperatuur alla 5° ja taimede vegetatsiooniperiood lõpeb. Seda loetakse hilissügise alguseks. Ilmastikus on põhiliseks tunnuseks temperatuuri käiguga läbi 0° ilmade esinemise järsk sagenemine, päikesepaistelisi päevi on äärmiselt vähe.

Nagu näeme jooniselt 1, on hilissügisene jahtumisperiood kestnud mitmel aastal paari kuu ümber, kolmel juhul on see piirunud aga vaid paari päevaga. See tähendab, et lumikate on hakanud kujunema kohe pärast vegetatsiooniperioodi lõppu. Eriti järsk oli üleminek 1921. aastal, mil keskmine õhutemperatuur püsis 22. oktoobrini üle 5° , püsiv lumikate moodustus ja talv algas aga juba 25. oktoobril. Seega jäi hilissügiseks ja eeltalveks kokku kaks päeva!

Nelja viimati käsitletud sesooni alguse määramise aluseks on ööpäeva keskmise õhutemperatuuri tõusmine üle või langemine alla teatud piirtemperatuuri. Vastava paljuaastase keskmise daatumimääramine toimub temperatuuri aastase käigu kõveralt ja tulemuse täpsus sõltub kõvera konstrueerimise korrektsusest.

Konkreetsel aastatel on küsimus aga keerukam. Ööpäeva keskmise temperatuuri pidevat tõusu või langust kohtame harva, üldiselt toimub üleminekuperioodil kõikumine kord üle, kord alla piirtemperatuuri. Ööpäeva keskmise temperatuuri üleminekut teatud kindlast temperatuurist määratakse positiivsete ja negatiivsete kõrvalekallete võrdlemise alusel. Positiivseks kõrvalekaldeks loe-

takse juhtu, kui ööpäeva keskmine temperatuur on üle võetud piiri, negatiivseks kõrvalekallet, kui temperatuur on alla võetud piiri. Näiteks annab läbi 5° mineku puhul ööpäeva keskmine temperatuur $8,4^{\circ}$ positiivse kõrvalekalde $3,4^{\circ}$ temperatuur $3,7^{\circ}$ aga negatiivse kõrvalekalde $1,3^{\circ}$

Üleminekudaatumi konkreetse määramise moodust on viimase aastakümne jooksul mitmel korral muudetud, kõige uuem juhiskõlab järgmiselt: püsiva ülemineku kuupäevaks läbi 0° 5° jne. loetakse kevadel esimene päev perioodis, mille positiivsete hälvete summa on suurem kui negatiivsete hälvete summa ükskõik millisel järgneval negatiivsete hälvetega perioodil, sügisel vastavalt selle perioodi esimene päev, mille negatiivsete hälvete summa on suurem kui positiivsete hälvete summa ükskõik millisel järgneval positiivsete hälvetega perioodil (Руководство, 1962).

Konkreetses materjali analüüsimisel ilmneb aga, et kõikide juhtude lahendamiseks pole toodud juhis ammendavaks šablooniks. Seda puhkudel, kui kevade või suve hakul toimub temperatuuri tõus nädalaks või paarikski üle valitud piiri ning koguneb päris suur positiivsete hälvete summa, kuid järgneb pikem periood, mil temperatuur on põhiliselt alla valitud piiri. Seejuures võib täheldada juhtumeid, kus üldiselt madalama temperatuuri korral tõuseb ööpäeva keskmine üksikutel päevadel siiski napilt üle võetud piiri, mistõttu negatiivsete hälvete periood jaguneb mitmeks lühemaks, mille negatiivsete hälvete summad eraldi võetuna osutuvad väiksemaks eelnenud perioodi positiivsete hälvete summast. Koos võetuna ületaksid nad aga viimati nimetatut. Sellistel juhtudel on täiendava näitajana kasutatud positiivsete ja negatiivsete hälvete summasid kogu ajavahemikul, mil temperatuur kõigub üle ja alla valitud piiri, samuti on arvestatud perioodide kestusi. Toome järgmise näite: 1934. aastal tõusis ööpäeva keskmine temperatuur juba 30. aprillil üle 13° ja jäi üle selle taseme 10. maini, kusjuures ööpäeva keskmine temperatuur küündis 6. mail $21,0^{\circ}$ -ni, ööpäeva keskmiste temperatuuride üle 13° ulatuvate osade (s. o. positiivsete hälvete) summana kogunes $66,9^{\circ}$ 19. maist 4. juunini oli aga õhutemperatuur püsivalt alla 13° , kusjuures negatiivsete hälvete summa oli $66,5^{\circ}$ Eeltoodud juhiseist lähtudes peaks lugema suve alguseks 30. aprilli. Raske on aga mitte arvestada eraldavat 17 päeva pikkust perioodi temperatuuriga alla 13° kusjuures 12 päeva järjest oli ööpäeva keskmine temperatuur koguni alla 10° Samuti tuleb vaadelda ajavahemikku 11.—18. maini, mille kestel keskmine temperatuur oli kahel korral üle ja kahel korral alla 13° Negatiivsete hälvete summa oli siin $11,8^{\circ}$ positiivsete oma $5,0^{\circ}$ Seetõttu jääb 30. IV — 4. VI tervikuna ööpäeva keskmine temperatuur alla 13° , mis omakorda õigustab 5. juuni lugemist suve alguseks.

Näiteid keerustuste kohta, mis tekivad õhutemperatuuri läbi teatud piiri mineku kuupäeva määramisel, võiks tuua rohkesti, kuid see on juba rohkem spetsiaalse meetodilise töö ülesandeks.

1. Eesti NSV agrokliimaatiline teatmik, 1962. ENSV HMTV Tallinna Hüdrometeoroloogia Observatoorium. Tallinn.
2. Maanvere, E., 1962. Eesti NSV kliima (plakat). ENSV HMTV Tallinna Hüdrometeoroloogia Observatoorium. Tallinn.
3. Pliššenko, I. 1962. 1960—1961. aasta erakordselt soe eeltalv ja talv. «Eesti Loodus», nr. 1.
4. Raik, A., 1959. Külmade talvede ilmastikust Eestis. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1958, Tallinn.
5. Raik, A., 1962. 1960/1961. aasta talve ekstreemsusest. «Eesti Loodus», nr. 1.
6. Галахов, Н. Н., 1959. Изучение структуры климатических сезонов года. Москва.
7. Дзердзеевский, Б. Л., Курганская, В. М., Витвицкая, З. М., 1946. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Тр. Научно-исследов. учреждений, сер. 2, вып. 21. М.—Л.
8. Руководство по составлению агрометеорологических ежегодников, 1962. Центральный Институт Прогнозов. Москва.
9. Темникова, Н. С., 1958. Климат Латвийской ССР. Рига.
10. Федоров, Е. Е., Баранов, А. Н., 1949. Климат равнины Европейской части СССР в погодах. Институт географии АН СССР, т. 44, М.—Л.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ВРЕМЕНА ГОДА В ЭСТОНИИ

А. Райк

Резюме

Настоящая статья ставит своей целью охарактеризовать изменчивость климатического режима Эстонской ССР во времени через изменения начала и продолжительности климатических сезонов из года в год. Использовались материалы метеорологических наблюдений, произведенных в Тарту, за период 1920—1962. Основные результаты обработки изложены в таблице 1 и на рисунке 1 (начала и продолжительности климатических сезонов года).

При выделении сезонов теплой половины года мы опираемся на переходы среднесуточной температуры через известные пределы, в холодном полугодии за показатели взяты снежный покров и характер погоды. Конкретно использованы следующие критерии (нумерация как в таблице 1).

1) Предзимье — образование неустойчивого снежного покрова и неустойчивой морозной погоды, 2) зима — образование устойчивого снежного покрова или первый день в периоде морозных погод, в течение которого образуется устойчивый снежный покров, 3) предвесенье — начало регулярного уменьшения мощности снежного покрова, 4) ранняя весна — разрушение снеж-

ного покрова, 5) весна — устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха выше 5° 6) лето — устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха выше 13° , 7) осень — устойчивый переход температуры воздуха ниже 13° , 8) поздняя осень — устойчивый переход температуры ниже 5° Переходы температур рассчитаны по методике, изложенной в руководстве по составлению агрометеорологических ежегодников (1962) В сложных случаях дополнительно учитывалась длительность периодов с положительными и отрицательными отклонениями, а также общие суммы отклонений. В таблице 1 сверху вниз изложены следующие данные. Начало сезона: 1) среднее, 2) самое раннее, год, 3) самое позднее, год, 4) среднее отклонение, дни, 5) средняя разница в датах начала сезона по сравнению с предыдущим годом, дни; продолжительность сезона, дни: 6) средняя, 7) наибольшая, год, 8) наименьшая, год, 9) среднее отклонение.

В тексте дается характеристика случаев наибольшего отклонения от нормы.

На рис. 2 — начало лета, рис. 3 — начало осени.

CLIMATIC SEASONS IN ESTONIA

A. Raik

Summary

The aim of this paper is to describe the seasonal variability in time of the climatic régime in the Estonian S.S.R. on the basis of changes in the beginning and duration of the climatic seasons. Use has been made of meteorological observations conducted at Tartu over the period 1920—1962. Basic data relating to the beginning and duration of the climatic seasons are given in Table (1) and in Figure (1).

To define the climatic seasons, the following criteria are used (the numeration is the same as in Table (1)) : (1) pre-winter-unstable snow blanket and the coming of the cold weather, (2) winter-formation of a permanent snow cover, or the first day in the frost period ($T_{\max} 0^{\circ}$) in the course of which the snow cover is formed. (3) pre-spring — the beginning of regular decrease or thinning of the snow blanket. (4) early spring — thaw or disappearance of the snow cover, (5) spring — steady rise in the daily mean temperature of the air above 5° (6) summer — steady rise in the air temperature above 13° (7) autumn — steady fall in the temperature below 13° (8) late autumn — steady fall in the tem-

perature below 5° . In complicated cases some supplementary figures have been resorted to.

Table (1) lists (from top to bottom) the following figures. Beginning of the season. (1) mean, (2) the earliest (year), (3) the latest (year), (4) mean deviations (in days), (5) mean difference from the corresponding date of the previous year (in days). Duration of the season in days. (6) mean, (7) the longest (year), (8) the shortest (year), (9) mean deviation.

Figure (2) — beginning of the summer Figure (3) — beginning of the autumn.

ОПЫТ КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПРИБАЛТИКИ ДЛЯ КУРОРТОВ

Н. Темникова

Латвийский государственный университет имени Петра Стучки

Задачи специализированного климатического районирования часто требуют применения особых климатических показателей применительно к целям данного исследования.

Так, для агроклиматического районирования применяются показатели, характеризующие соотношения тепла и влаги; при районировании территории для линий связи и энергопередач употребляются расчетные нагрузки гололедных отложений, аналогично для учета ветроэнергетических ресурсов используются расчетные данные максимальной скорости ветра и т. д.

Нет сомнения, что только применение специализированных показателей дает возможность достаточно обоснованного, наиболее близкого к запросам данной отрасли народного хозяйства, климатического районирования.

Планирование организации новых курортов и расширение уже существующих курортов в Прибалтике требуют объективного критерия для оценки климатических ресурсов различных районов с этой точки зрения.

Таким климатическим показателем может служить нормально-эффективная температура, которая представляет собой комплекс температуры, влажности воздуха и скорости ветра, т. е. именно тех метеорологических элементов, которые наиболее тесно связаны с самочувствием человека. Учение о нормально-эффективных температурах было разработано американскими учеными в двадцатых годах текущего века (Yaglou, Miller, 1923, 1925). Серии весьма тщательно поставленных ими опытов в специальных психрометрических камерах, где создавались различные комбинации упомянутых выше метеорологических комплексов и одновременно определялись теплоощущение и физиологические реакции человека, позволили установить закономерности охлаждения человеческого тела в подвижном и неподвижном воздухе. Серии опытов показали, что одна и та же эффективная температура дает не только одинаковое тепловое ощущение, но и оди-

наковые или близкие друг к другу физиологические реакции: колебание числа ударов пульса, изменение температуры тела, ритма дыхания и т. д. Американцами были разработаны две шкалы эффективных температур: первая — основная — для обнаженных до пояса людей, вторая — для нормально одетых людей — нормальная. В дальнейшем изложении будет использоваться только вторая шкала — шкала нормально-эффективных температур (НЭТ). Американцами была установлена зона комфорта от 17,2 до 21,7 шкалы НЭТ и, соответственно, линия комфорта 18,9 НЭТ. В указанных пределах у испытуемых американцев самочувствие было вполне комфортным.

В Советском Союзе учение о нормально-эффективных температурах последовательно разрабатывалось П. Г. Мезерницким (1932) В. А. Яковенко (1927), М. Е. Маршак (1931), И. А. Ремизовым (1934) и, в последние годы, В. Ю. Милевским (1951).

При пользовании американской школой НЭТ прежде всего, встает вопрос о допустимости механического применения пределов указанной выше зоны комфорта для другого климатического района. Другими словами, необходимо решить вопрос о влиянии фактора акклиматизации на самочувствие человека в шкале НЭТ. Именно на разрешение этого вопроса и было обращено особое внимание советских исследователей.

М. Е. Маршак (1932) произвел серию соответствующих опытов в психрометрических камерах. В результате этих исследований им была определена зона комфорта в пределах от 13° 5 до 18° шкалы НЭТ. Учитывая более прохладный климат Европейской части Союза, снижение пределов зоны комфорта в результате фактора акклиматизации кажется обоснованным. Однако сам автор считал, что накопленного им материала опытов для окончательного суждения о пределах зоны комфорта для Европейской территории Союза недостаточно. Кроме того, жители прибалтийских республик в опытах Маршака не участвовали.

В. Ю. Милевский (1959), построивший карту НЭТ для всей Европейской территории Союза, опять-таки за исключением прибалтийских республик, на основании общих климатических соображений еще более снизил нижний предел зоны комфорта, определив ее от 10 до 18° НЭТ.

Для климатического района Прибалтики в целом исследования в отношении распределения в пространстве нормально-эффективных температур и, тем более, в отношении определения зоны комфорта, вообще не проводились.

Использованный материал и методика обработки

Первой задачей настоящего исследования, естественно, было установление для Прибалтики пределов комфортного самочувствия в шкале НЭТ.

С этой целью нами была разработана специальная анкета для проверки существующих пределов комфортного самочувствия в климатическом районе Прибалтики. Образец этой анкеты помещается ниже.

Образец анкеты

Задачи рационального использования климатических ресурсов для целей климатолечения требуют установления единого объективного метеорологического показателя, общего для всей Прибалтики.

Таким объективным критерием может служить так называемая «нормальная эффективная температура». Она зависит от определенных условий погоды, от определенных соотношений температуры, влажности воздуха и скорости ветра. Однако существующая шкала нормальных эффективных температур и выделенная в пределах этой шкалы «зона комфорта» нуждается в серьезной опытной проверке в конкретных условиях климата Прибалтики. Эта проверка, безусловно, будет иметь существенное значение и для дальнейшего развития всесоюзной курортологии.

Прилагаемые, заполненные в соответствии с нижепомещаемыми указаниями, листки после их обработки и обобщения лягут в основу районирования курортов Прибалтики. Помещаемые ниже графы должны заполняться следующим образом.

Начиная с мая по сентябрь ежедневно около времени 13-часового срока наблюдений наблюдатель, одетый в легкую летнюю одежду, находясь на воздухе в тени вблизи метеорологической площадки, должен в графе соответствующего дня отметить свое самочувствие.

При очень приятном по погодным условиям самочувствии («линия комфорта») в соответствующей графе ставится «++», при просто хорошем по погодным условиям самочувствии («зона комфорта») ставится знак «+». При ощущении погоды как неприятной (например, слишком холодно, жарко, ветренно и т. д.) в графе соответствующего дня ставится знак «-». В случае пропуска наблюдений — соответствующая графа остается незаполненной. При определении самочувствия можно ходить или выполнять легкую работу. Ввиду того, что самочувствие по погодным условиям в некоторой мере является индивидуальным, каждый наблюдатель заполняет свой личный листок.

Место наблюдений _____

1. Фамилия, и., о. _____
2. Пол _____
3. Возраст _____
4. Местный житель или приезжий. Если приезжий, то указать, откуда и когда приехал _____

Число	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1.	_____	_____	_____	_____	_____
2.	_____	_____	_____	_____	_____
3. и т. д. до 31-го числа	_____	_____	_____	_____	_____

С помощью управлений гидрометеорологической службы Эс-

тении, Латвии и Литвы Латвийским государственным университетом были организованы специальные наблюдения над самочувствием на сети метеорологических станций Прибалтики. Они проводились с мая по сентябрь 1959 г. Всего было получено 298 анкет по 110 пунктам. Представление о материале, положенном в основу дальнейшей обработки, дает табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Материал анкет с отметкой самочувствия

Республики	Анкет (человек)	Дней с отметкой самочувствия
Эстония	83	6869
Латвия	124	10455
Литва	91	7635
Всего:	298	24959
В том числе:		
Вся Прибалтика	Жителей побережья 102	9131
	Жителей внутренних районов 196	15828
Вся Прибалтика	Коренных жителей 265	22873
	Приезжих с востока и юга 23	1917
Вся Прибалтика	Женщин 227	19271
	Мужчин 71	5688

Большое количество материала — 25.000 дней с отметкой самочувствия — позволило применить статистический метод обработки. Первоначальная обработка полученных анкетных данных заключалась в вычислении соответствующих НЭТ для дней, в которые имелась отметка самочувствия, во всех пунктах, где проводились эти наблюдения. Вычисление НЭТ производилось по таблицам, составленным Н. А. Ремизовым (1930). Все данные по скорости ветра, определенной по флюгеру, здесь и в дальнейшей обработке были предварительно приведены к высоте 2 м. Для этой цели были использованы результаты специально проведенных в 1957 г. серий параллельных наблюдений по флюгеру и анемометру, установленному на высоте 2 м в 5 пунктах Латвийской ССР.

Данные по температуре и относительной влажности воздуха были взяты из таблиц основных наблюдений соответствующих метеорологических станций. Вычисленные НЭТ послужили осно-

вой для определения нижнего и верхнего порога комфортного самочувствия, что было одной из главных задач настоящего исследования.

Для дальнейшего анализа пространственного распределения НЭТ и выделения наиболее комфортных районов в прибалтийских республиках нам казалось более целесообразным исходить из климатических условий дневного времени суток. Хорошо известно, что в теплое полугодие суточные амплитуды температуры и влажности воздуха велики. Ночью и днем существуют совершенно различные условия нагревания приземных слоев воздуха и теплообмена подстилающей поверхности с прилежащим воздухом. Поэтому, вообще говоря, средняя суточная температура и влажность воздуха совершенно условны и не отражают погодных и климатических условий, реально существующих в дневное и ночное время в данном месте. Кроме того, жизнь на открытом воздухе отдыхающих и лечащихся на курортах людей протекает, главным образом, в дневные часы.

Поэтому по данным соответствующих климатических справочников были вычислены средние многолетние НЭТ для 13 час. При этом для определения средней многолетней относительной влажности воздуха в 13 час. для пунктов, по которым эти данные отсутствовали, они были сняты со специально для этой цели построенных карт. Данные по скорости ветра в дневное время по территории Литвы были любезно предоставлены нам Ц. Я. Дорфман из ее еще не опубликованной работы. Для Латвии и Эстонии были обработаны данные по скорости ветра, взятые из архивов соответствующих управлений Гидрометслужбы.

На основании вычисленных таким образом НЭТ были построены карты пространственного распределения средних месячных величин НЭТ по всей Прибалтике для периода с мая по сентябрь. Далее с построенной кривой хода НЭТ за теплый период были сняты даты начала и конца периода с комфортными условиями в 13 час. и построены соответствующие карты изохрон. При этом началом и концом комфортного периода считалась дата, в которую НЭТ устанавливались выше (или ниже) нижнего порога комфортного самочувствия 75% обеспеченности (см. табл. 4). Нижний порог комфортного самочувствия был вычислен отдельно для прибрежных и для остальных районов прибалтийских республик.

По датам начала и конца периода с комфортным самочувствием в дневные часы была получена продолжительность этого периода. Построенная таким образом карта числа дней с комфортными температурами в дневные часы за теплый период легла в основу районирования Прибалтики для целей выявления климатически наиболее комфортных районов для курортолечения. Перечисленные исходные данные представлены в табл. 2.

Средние многолетние нормально-эффективные температуры
в 13 час., даты начала, конца и продолжительности (в днях)
периода с комфортными НЭТ в дневные часы

Пункт	Дата начала периода	Н Э Т					Дата конца периода	Продолж. периода с комфорт- ными темпера- турами в дневное время (в днях)
		V	VI	VII	VIII	IX		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Эстонская ССР								
Вильсанди	25. VI	< 0°	4.3	9.4	9.1	4.0	3. IX	70
Кингиссепи	8. VI	2.0	7.1	11.7	9.5	5.0	8. IX	91
Сырье	22. VI	< 0°	4.8	9.8	8.6	4.2	3. IX	72
Хаапсалу	1. VI	3.2	8.2	12.2	11.0	4.8	9. IX	99
Пакри	26. VI	< 0°	3.7	10.0	8.9	4.2	3. IX	69
Вигала	28. V	4.7	10.2	13.5	11.2	5.7	8. IX	101
Пярну	29. V	3.2	8.9	12.4	10.6	4.4	7. IX	100
Куузiku	29. V	4.4	10.2	13.7	11.2	5.5	7. IX	100
Таллин	11. VI	0.8	6.8	11.6	9.7	3.8	3. IX	83
Тюри	30. V	4.7	9.4	12.8	10.6	4.7	3. IX	95
Полли	27. V	5.1	10.1	13.2	10.7	5.0	4. IX	99
Вильянди	29. V	4.8	9.7	12.6	10.3	4.8	4. IX	97
Валга	23. V	5.9	10.6	13.6	11.4	5.7	8. IX	107
Тоома	30. V	4.7	9.5	12.9	10.4	4.1	1. IX	93
Раквере	8. VI	3.4	8.1	12.9	10.3	3.8	31. VIII	83
Кууде	9. VI	1.4	7.1	11.8	9.3	3.5	2. IX	84
Тарту	27. V	5.2	10.2	13.5	11.0	5.0	5. IX	100
Тийрикая	5. VI	2.7	9.1	12.7	10.2	4.6	1. IX	87
Выру	26. V	5.3	10.1	13.1	11.0	5.1	5. IX	101
Кохтла	4. VI	1.9	8.3	11.8	9.0	3.2	31. VIII	87
Вярска	28. V	5.0	10.1	13.1	11.0	4.9	4. IX	98
Васкнарва	9. VI	2.4	8.1	12.6	10.2	3.3	30. VIII	81
Нарва-Йыессуу	4. VI	1.8	8.2	12.6	10.2	4.1	6. IX	93
Латвийская ССР								
Лиепая	9. VI	0.9	7.2	10.4	10.2	6.1	15. IX	98
Рудава	26. V	4.4	9.2	12.2	11.1	6.5	18. IX	114
Павилоста	14. VI	0.4	6.1	10.3	9.7	6.8	24. IX	101
Вентспилс	16. VI	0.4	5.9	10.3	9.9	5.6	12. IX	87
Казданга	2. VI	5.3	9.9	12.9	11.2	7.2	9. IX	98
Стенде	6. VI	4.8	9.4	12.3	10.1	6.0	30. VIII	84
Колка	20. VI	—	5.2	10.2	9.2	5.2	9. IX	80
Вецауце	25. V	6.5	11.3	14.0	11.9	7.3	10. IX	107
Мерсраге	9. VI	0.8	7.3	11.7	10.1	5.9	7. IX	89
Кемери	26. V	4.2	9.9	12.9	12.1	7.0	22. IX	117
Елгава	22. V	7.0	11.4	14.2	12.3	6.4	7. IX	106
Бауска	23. V	7.0	10.9	14.0	11.8	6.3	5. IX	103
Рига	14. V	6.1	10.8	13.9	12.1	6.5	18. IX	125

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Айнажи	7. VI	2.2	7.7	12.0	10.1	4.1	6. IX	90
Скривери	3. VI	5.2	9.9	12.4	10.1	4.4	26. VIII	83
Руйена	4. VI	5.0	9.8	13.1	11.1	4.4	29. VIII	85
Таурупе	7. VI	4.4	9.3	12.0	9.7	4.3	25. VIII	78
Приекули	7. VI	4.5	9.2	12.7	10.4	4.9	28. VIII	81
Зосени	30. V	6.1	9.8	12.7	10.8	5.4	2. IX	94
Гурели	6. VI	4.8	9.0	12.0	10.1	4.4	26. VIII	80
Гауйена	26. V	6.5	11.0	13.6	11.8	5.7	3. IX	99
Даугавпилс	16. V	7.8	11.8	14.8	12.4	7.2	10. IX	116
Яунгулбене	25. V	6.7	10.7	13.4	11.4	5.9	3. IX	100
Алуксне	3. VI	5.3	9.6	12.5	10.7	4.1	27. VIII	84
Виляка	24. V	6.8	10.9	13.4	12.1	6.1	5. IX	103
Резекне	24. V	6.9	10.8	13.6	11.6	6.0	4. IX	102
Дагда	2. VI	5.9	9.6	12.3	10.7	4.2	27. VIII	85

Литовская ССР и Калининградская обл.

Калининград	9. V	6.8	10.8	13.0	11.3	7.8	1. X	144
Мамоново	10. V	6.7	10.9	13.2	11.3	7.1	23. IX	135
Черняховск	15. V	8.0	12.9	14.9	13.1	8.6	19. IX	126
Советск	19. V	7.4	11.9	14.7	13.1	8.4	18. IX	121
Светлогорск	7. V	7.2	12.0	14.6	12.6	7.1	21. IX	137
Гвардейск	12. V	8.4	12.9	15.2	13.5	9.1	23. IX	134
Швентосес	12. VI	2.0	6.5	10.1	10.0	5.9	14. IX	124
Клайпеда	27. V	4.0	9.6	12.3	11.3	6.8	20. IX	115
Лаукува	4. VI	5.1	9.7	12.5	10.9	5.6	1. IX	88
Тельшай	4. VI	5.1	9.7	12.5	10.9	5.7	1. IX	88
Кибартай	13. V	8.3	12.4	14.9	13.4	8.7	19. IX	128
Шяуляй	28. V	6.5	10.2	12.9	11.4	6.0	3. IX	97
Лаздияй	12. V	8.4	12.0	15.3	13.2	7.8	14. IX	124
Каунас	17. V	7.8	11.3	13.9	12.3	7.5	12. IX	117
Кедайняй	15. V	8.0	11.2	14.0	12.6	7.3	10. IX	117
Друскининкай	19. VI	10.5	13.3	15.6	13.9	9.1	22. IX	155
Паневежис	13. V	8.3	11.9	14.5	12.9	8.2	16. IX	125
Варена	7. V	9.1	12.7	15.1	13.3	8.7	20. IX	136
Биржай	16. V	7.8	11.6	14.5	12.9	7.7	13. IX	119
Укмерге	6. V	8.9	11.8	14.5	12.9	7.9	15. IX	131
Вильнюс	1. V	9.4	12.3	15.0	13.2	8.2	16. IX	137
Утена	16. V	7.9	10.7	14.3	12.6	7.0	10. IX	116
Дусетос	14. V	8.1	10.8	14.1	12.4	6.7	8. IX	116
Швенчёнис	4. V	9.0	11.8	15.2	13.3	7.4	12. IX	130

Весьма трудоемкая работа по первоначальной обработке материала была выполнена студентками географического факультета ЛГУ тт. Гоба и Гулбе и дипломанткой тов. Стамере.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Естественно, что первой задачей было установление нижнего порога комфортности.

Условия погоды теплого периода 1959 г оказались для этой

цели весьма благоприятными. В мае—июне и в сентябре были периоды с низкими температурами, а июль и август отличались, наоборот, высокими температурами. Поэтому имелась возможность получить и нижний порог комфортного самочувствия и составить представление о верхнем его пороге. Приводим таблицу, характеризующую температурные условия 1959 г в Прибалтике.

Т а б л и ц а 3

Средняя месячная температура воздуха в 13 час. в 1959 г. и ее отклонение от многолетних средних

Пункты	Месяцы				
	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Эстония					
Куузику	13.4	17.9	20.6	18.4	13.9
Выру	-0.4	+1.1	+1.7	+2.9	-1.5
	14.1	17.8	20.4	18.3	13.9
	-0.4	+2.0	+3.4	+3.2	-2.1
Латвия					
Елгава	14.3	19.8	23.8	22.5	13.5
Гурели	-1.0	+1.1	+2.7	+3.2	-1.5
	13.6	16.8	19.3	17.5	13.1
	-1.2	+1.7	+2.8	+2.6	-2.3
Литва					
Вильнюс	15.7	21.3	24.6	23.0	13.5
Клайпеда	-0.9	+2.1	+3.1	+3.2	-2.1
	14.1	18.1	22.3	21.5	14.5
	+0.5	+0.4	+2.3	+2.4	-1.1

Из таблицы следует, что в июле и августе температура была на 2—3° выше, а в мае и сентябре, наоборот, на 1—2° ниже нормы.

Для определения нижнего предела комфортного самочувствия был применен обычный статистический метод.

В условиях Прибалтики в пространственном распределении метеорологических элементов, входящих в комплекс нормально-эффективных температур, в теплый период отчетливо прослеживается меридиональная зональность, связанная с приморским положением этого климатического района. Скорость ветра на побережье больше, температура воздуха ниже, а относительная влажность воздуха соответственно выше, чем в более континентальных внутренних районах Прибалтики. На пространственное распределение температуры воздуха в теплый период кроме того влияет географическая широта.

Поэтому нижний порог комфортности вычислен отдельно для побережья и отдельно для внутренних районов по каждой из прибалтийских республик.

Приводим таблицу, характеризующую эту величину в шкале НЭТ

Т а б л и ц а 4 .

Нижний порог комфортного самочувствия (НЭТ°)

Районы	Обеспеченность (проценты)	
	100	75
Внутренние районы		
Эстония	10—11	6—7
Латвия	12—13	7—8
Литва	12—13	7—8
Побережье	10—12	5—6

Нижний порог комфортного самочувствия 100% обеспеченности оказался близким к величинам, полученным М. Е. Маршак в психрометрической камере. Однако нам казалось целесообразным принять за основу дальнейшей обработки нижний порог 75% обеспеченности, т. е. тот предел, выше которого 3 человека из 4-х чувствуют себя комфортно. Этот предел оказался для большей части территории, как это видно из таблицы, равным 8°. Вполне закономерно, что в Эстонии, наиболее северной из Прибалтийских республик, нижний порог и 75% и 100% обеспеченности оказался несколько ниже, чем в Латвии и Литве. Также вполне закономерно снижение нижнего порога комфортного самочувствия для побережья с его более прохладным и влажным климатом, по сравнению с внутренними более континентальными районами. Эти два факта свидетельствуют о влиянии фактора акклиматизации на комфортное самочувствие. Лица, привыкшие жить в более суровых климатических условиях, естественно, чувствуют себя комфортно при более низких величинах НЭТ.

В условиях недостаточной обеспеченности теплом Прибалтики нет необходимости определять верхний порог комфортного самочувствия. Даже в исключительно теплые июль и август 1959 г. только в единичных случаях при очень высоких температурах было отмечено некомфортное самочувствие. В общем, при температурах выше 22° шкалы НЭТ лишь 10% всех случаев составляли отметки некомфортного самочувствия («жарко»).

В наиболее южной из прибалтийских республик — Литве в период с 9 по 13 июля 1959 г., когда НЭТ были особенно высо-

ки, отметки некомфортного самочувствия составляли: при НЭТ $18-20^{\circ} - 2\%$ (от общего числа случаев в данном пределе НЭТ), при $20-22^{\circ} - 3\%$, при $22-24^{\circ} - 5\%$, при $24-26^{\circ} - 10\%$.

Таким образом, даже при очень высоких НЭТ некомфортные отметки теплоощущения составили лишь 10%.

Период с комфортными условиями в дневное время наступает раньше всего в наиболее южной из Прибалтийских республик — Литве (рис. 1). На крайнем юго-востоке республики в связи с его более континентальным положением и вследствие этого — большим прогреванием весной, уже с первой декады мая днем устанавливаются комфортные условия. На юго-западе республики, вследствие частых весной вторжений теплого воздуха из более южных широт, период с комфортными температурами также начинается уже с первой декады мая. В восточных районах Литвы и в юго-восточной части Латвии комфортные дневные температуры начинаются со второй декады мая. В ходе изохрон по территории Прибалтики отчетливо выражено охлаждающее влияние моря в сочетании с западной циркуляцией, а также влияние возвышенностей.

Так, на балтийском побережье Литвы и на Жемайтской возвышенности начало периода с комфортными НЭТ отмечается лишь с третьей декады мая и с первой — июня. Аналогично в Латвии на побережье Балтики этот период начинается лишь с середины июня, на Курземском полуострове, в северных районах республики и на Видземской возвышенности — с первой декады июня. И лишь на Восточно-Курземской возвышенности, на Рижском взморье, в Земгалии и Латгалии уже с третьей декады мая устанавливаются комфортные дневные температуры. Интересно отметить, что в Риге, вследствие вообще более высоких температур в городе, по сравнению с окрестностями, это происходит уже с 14 мая.

На северо-западном побережье Эстонии период с комфортными температурами начинается лишь со второй декады июня, на западном — с первой, а в остальных районах этой республики — с конца мая.

Средняя НЭТ днем в мае (рис. 1) несколько выше порога комфортности лишь в восточных и юго-восточных районах Литвы.

В пространственном распределении НЭТ по Прибалтике в этом месяце отчетливо прослеживается меридиональная зональность. Побережье Балтики и прилежащие районы заметно холоднее восточных, отличающихся более континентальным климатом, районов. Так, на северном побережье Эстонии НЭТ составляют лишь $1-3^{\circ}$, а в центральных районах этой республики они повышаются до $4-5^{\circ}$. Следует отметить и охлаждающее влияние Чудского озера, отчетливо заметное на карте. На побережье Балтийского моря НЭТ колеблются от $2-4^{\circ}$ в западных районах Эстонии и на восточном побережье Рижского залива,

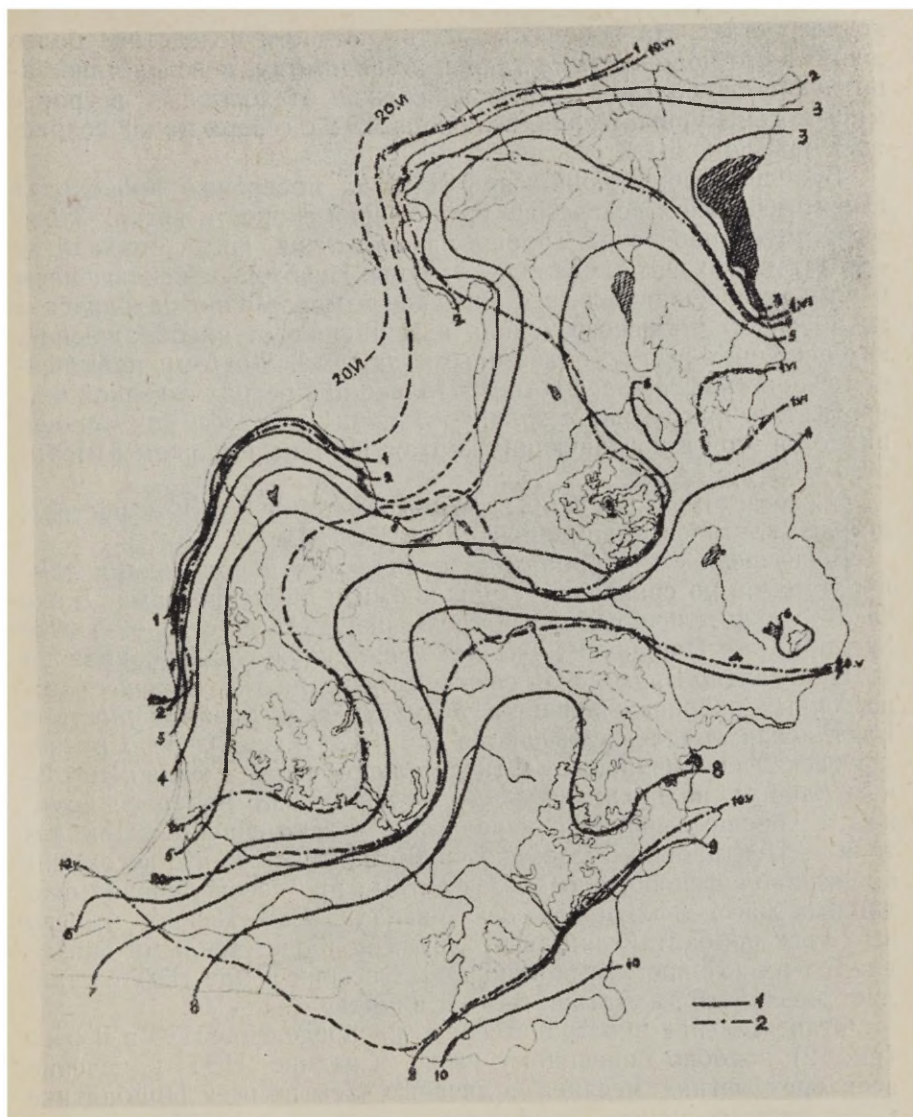


Рис. 1. Нормально-эффективные температуры в 13 час. Май (1).
Даты начала периода с комфортными НЭТ днем (2).

резко снижаясь до $1-3^{\circ}$ на латвийском побережье Балтики. Большие горизонтальные градиенты вдоль северных и северо-западных участков побережья в Эстонии (Таллин—Нарва) и Латвии (мыс Колка—Лиепая) объясняются открытостью этих районов ветрам западной четверти, а также северным и северо-западным холодным ветрам, повторяемость которых весной рез-

ко возрастает. На побережье Литвы, отчасти вследствие более южного его положения, а также, по-видимому, и вследствие защищенности большей части побережья от холодных ветров с моря косой Куршю-Нерия, величина НЭТ с севера на юг возрастает от 3 до 6°5.

Вообще говоря, понижение НЭТ на побережье происходит главным образом вследствие увеличенной скорости ветра. Отдыхающим на побережье хорошо известны дни, когда приходится «спасаться» от ветра, удаляясь от моря. Некоторым исключением в этом отношении является Рижское взморье. Оно находится в южной части Рижского залива и защищено от преобладающих юго-западных ветров облесенными дюнами. Поэтому повышенная скорость ветра здесь бывает только при ветрах северной четверти, т. е. при ветрах с залива. Именно поэтому, как хорошо видно на этой и последующих картах, НЭТ на Рижском взморье относительно высоки.

В соответствии с общим повышением температуры к востоку, в более континентальных районах и НЭТ растут.

Возвышенности Прибалтики отличаются пониженными температурами, по сравнению с равнинами и низменностями. Даже такая сравнительно небольшая возвышенность на северо-востоке Эстонии, как Пандивере, уже холоднее окружающих равнин на 1° Центрально-Видземская возвышенность на 1°5 холоднее юго-восточных районов Латвии, а Жемайтйская возвышенность и Балтийская гряда оказываются на 1—2°5 холоднее Средне-Литовской низменности. Относительно теплы континентальные районы, находящиеся к северо-востоку от наиболее крупных, с хорошо выраженным рельефом возвышенностей Прибалтики — Центрально-Видземской и Жемайтйской, что несомненно связано с фенообразными эффектами при переваливании воздушных масс, движущихся с юго-запада. Естественно, что во всех трех прибалтийских республиках наиболее теплыми оказываются их юго-восточные районы. В Эстонии в мае НЭТ составляет здесь 5—6° в Латвии 6—8, а в Литве — 9—10°

Относительное пространственное распределение НЭТ в июне (рис. 2) подобно описанному выше. Средние НЭТ в течение всех трех летних месяцев в дневные часы по всей Прибалтике выше нижнего порога комфортного самочувствия 75% обеспеченности.

В соответствии с общей сглаженностью температурных контрастов летом — горизонтальные градиенты НЭТ в июне, по сравнению с маем, резко уменьшаются. НЭТ изменяются от 6 до 10° на побережье до 10—13° в восточных районах Прибалтики. Возвышенности холоднее прилежащих равнин на 1—2°

В июле—августе (рис. 3—4) при общем уменьшении горизонтальных температурных градиентов, контрасты между побережьем и более континентальными районами сглаживаются.

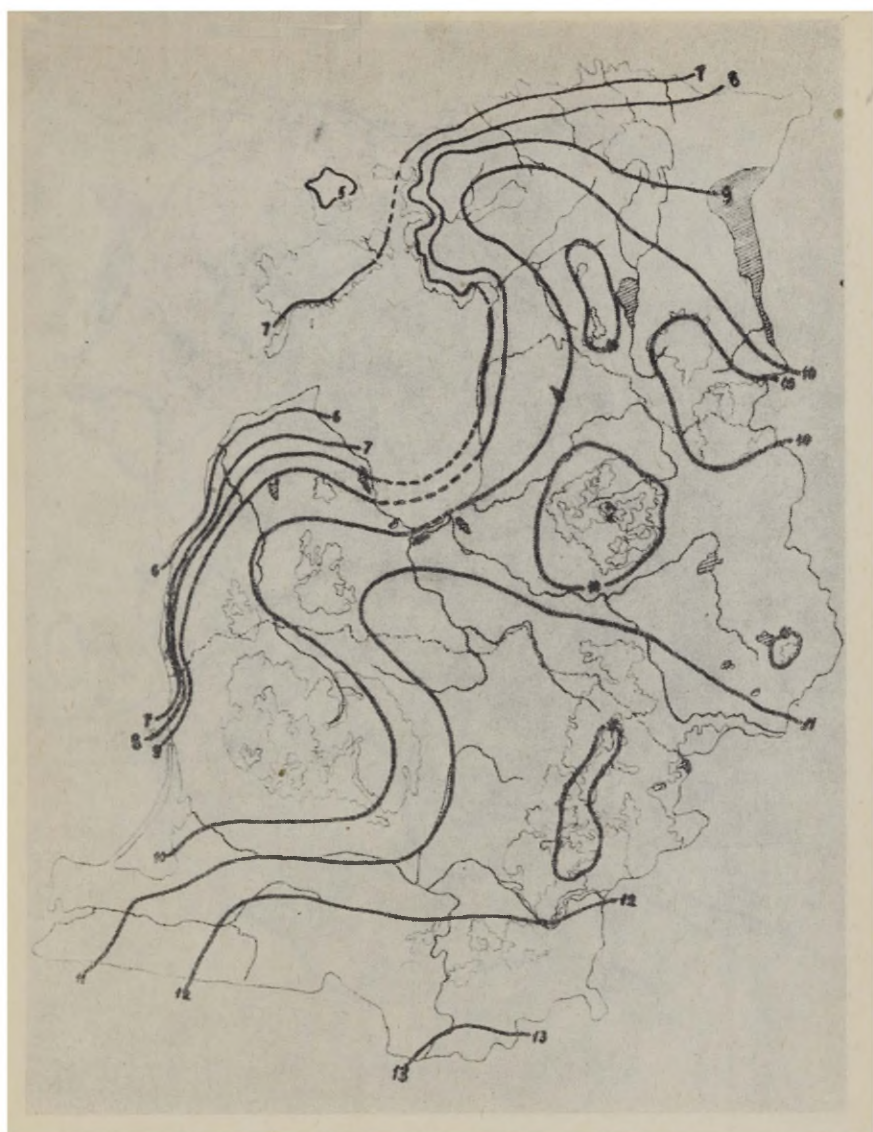


Рис. 2. Нормально-эффективные температуры в 13 час. Июнь.

ся. Так, в июле, когда НЭТ достигает максимума за весь теплый период, на побережье ее величина составляет 10—13°, повышаясь в восточных районах Прибалтики до 14—15°. Влияние возвышенностей на величину НЭТ хорошо выявляется на картах и в июле, и в августе.

Уже в конце августа в северо-восточной Эстонии и на Видземской возвышенности заканчивается период с комфортными температурами. В остальных районах Эстонии и Латвии окон-

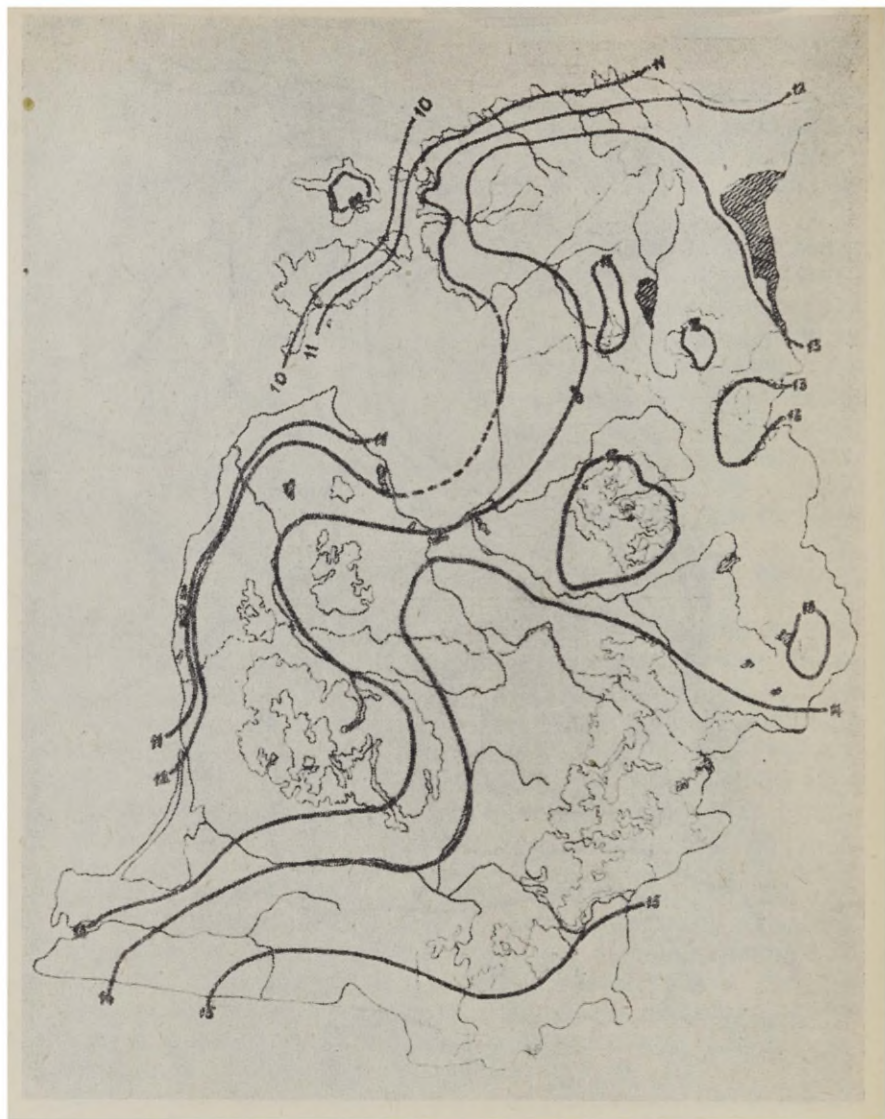


Рис. 3. Нормально-эффективные температуры в 13 час. Июль.

чание этого периода происходит в первой декаде сентября. Исключение составляют Рижское взморье и Латвийское побережье Балтики, где период с комфортными НЭТ продолжается до второй декады сентября, вследствие тепляющего влияния моря. В Литве на Жемайтийской возвышенности и Балтийской гряде он заканчивается в первой декаде сентября, на побережье и Средне-Литовской низменности — во второй, а на юге республики лишь в третьей декаде этого месяца.

В сентябре (рис. 5) средние величины НЭТ, за исключе-

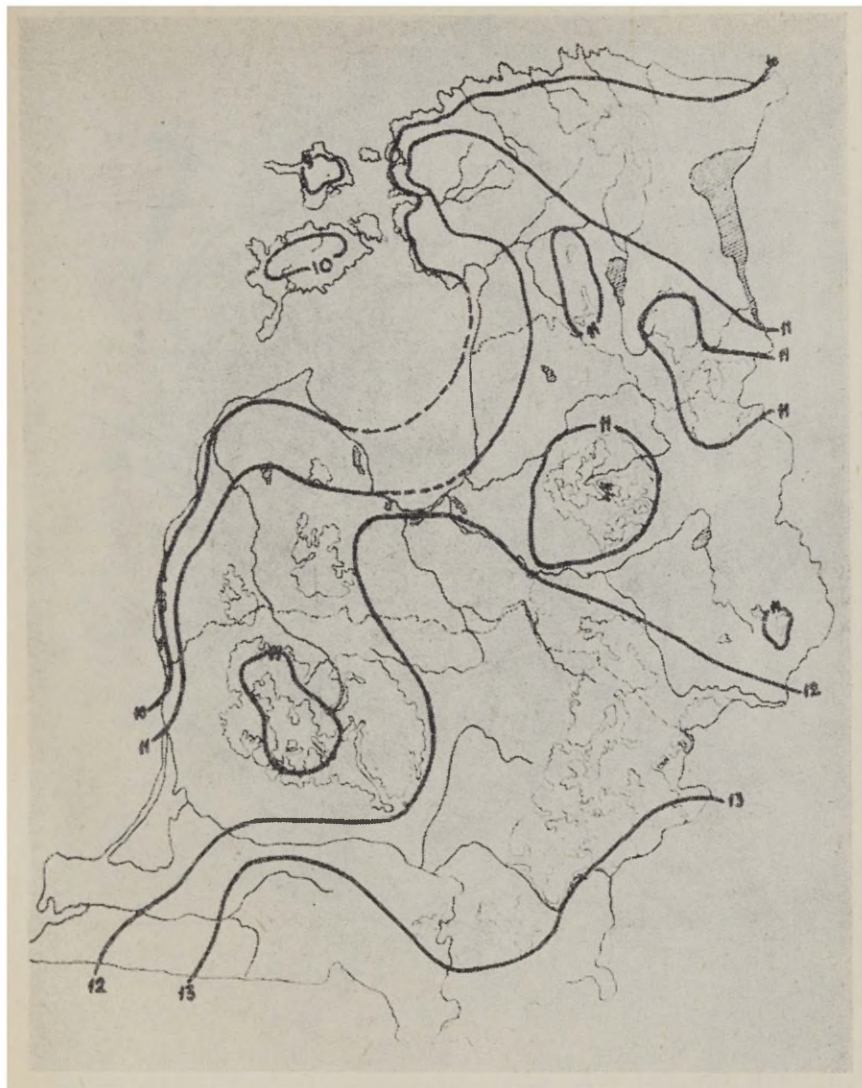


Рис. 1. Нормально-эффективные температуры в 13 час. Август.

нием южных районов Литвы, ниже порога комфортного самочувствия.

Вместе с В. А. Яковенко (1927) мы считаем наилучшим климатическим курортным районом тот район, который имеет наибольшее число дней с комфортными НЭТ. Поэтому в основу специализированного климатического районирования положено распределение по Прибалтике числа дней с комфортными температурами днем (рис. 6). К рассмотрению этой карты мы и переходим. Низменные участки побережья Балтики, открытые холод-

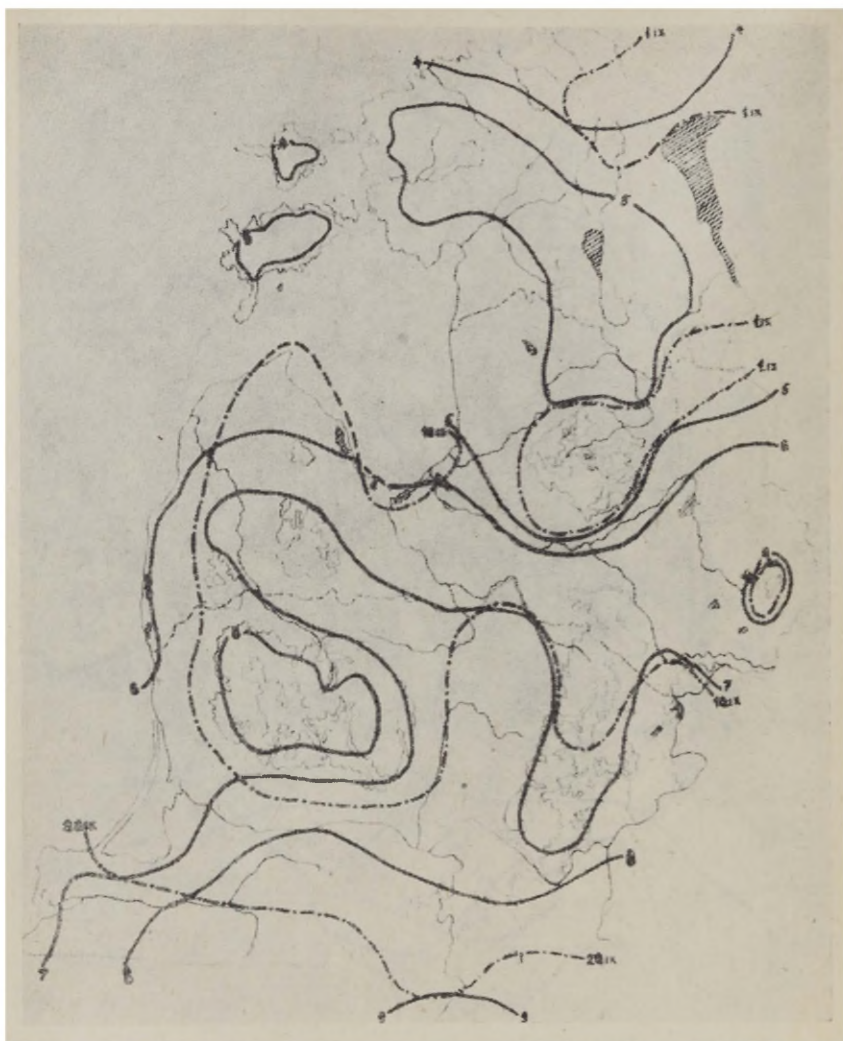


Рис. 5. Нормально-эффективные температуры в 13 час. Сентябрь (сплошная линия). Даты конца периода с комфортными НЭТ днем (прерывистая линия).

ным северо-западным ветрам, отличаются резко уменьшенной продолжительностью периода с комфортными дневными температурами. Так, на северо-западном побережье Эстонии и прилежащих островах этот период составляет лишь 60—80 дней в году. Аналогично на мысе Колка и Вентспилском участке побережья он продолжается всего 80—90 дней. На северном побережье Эстонии и на западном берегу Чудского озера период с ком-



Рис. 6. Продолжительность периода с комфортными в дневные часы нормально-эффективными температурами (в днях) и районы с различной степенью комфортного теплоощущения.

В пределах каждой республики: 1. районы с наилучшими условиями комфортности (пустая штриховка), 2. районы с хорошими условиями комфортности (разреженная штриховка).

фортными температурами также длится 80—90 дней. В более благоприятных условиях находится побережье залива Пярну, защищенное участком суши от северо-западных ветров. Здесь число дней с комфортными температурами возрастает до 100. Наибольшим же числом дней с комфортными температурами в Эстонии отличаются низменные юго-восточные районы, располо-

женные к югу от озера Виртсъярв и между возвышенностями Отепя и Хаанья, где, по данным Валга и Тарту их число за теплый период несколько превышает 100. Отмеченное выше понижение НЭТ на возвышенностях Прибалтики отчетливо сказывается и в резком укорочении периода с комфортными температурами. На возвышенностях Отепя, Хаанья, Центрально-Видземской, Латгальской, Западной и Восточной Курземской период с комфортными температурами, по сравнению с прилежащими низменностями, укорочен на 10—20 дней (в зависимости от абсолютных высот возвышенностей).

Вследствие этого факта в Латвии так же, как и в Эстонии, наиболее благоприятными в климатическом смысле для курортолечения являются районы Восточной Латвии, Средне-Латвийская низменность (Земгалия), сухая и теплая долина Средней Венты и, наконец, юго-западный участок побережья Балтики (район Лиепайи), где число дней с комфортными температурами колеблется от 100 до 110 дней, а в районе Даугавпилс-Краслава возрастает даже до 116 дней.

Особо выделяется большим периодом с комфортными температурами Рижское взморье. Здесь, по данным Кемери, его длительность составляет 117, а по данным Риги — 126 дней. В дополнение к сказанному ранее следует заметить, что метеорологическая станция Кемери расположена в парке, т. е. она защищена от ветров и с суши, и с моря, и ее данные поэтому могут характеризовать только облесенные участки Рижского взморья. Данные Риги характеризуют НЭТ самого города.

Расчлененность рельефа Литвы создает и большую изменчивость числа дней с комфортными НЭТ по территории республики. Жемайтійская возвышенность и Балтийская гряда резко контрастируют в этом отношении со Средне-Литовской низменностью. В наиболее высокой части Жемайтійской возвышенности период с комфортными НЭТ — менее 90 дней, на Балтийской гряде, вследствие ее более восточного положения, он несколько больше и составляет 100—110 дней, на Средне-Литовской низменности, между этими возвышенностями, он возрастает до 120 дней и более (Укмерге 131 день и Паневежис 125 дней). В южных и юго-восточных равнинных районах Литвы длительность периода с комфортными температурами увеличивается до 4½ месяцев. Следует отметить, что в Вильнюсе, защищенном от холодных северо-западных ветров поднятием Балтийской гряды, период с комфортными температурами составляет 137 дней, а на облесенных участках в Друскенинкае — он увеличивается до 155 дней, т. е. до 5 месяцев в году. По-видимому, именно на Средне-Литовской низменности внутри комфортного периода, отдельные дни, а в некоторые, с особенно жарким летом, годы, и целые недели, могут быть некомфортны, вследствие слишком высоких НЭТ. В эти годы особенно привлекательно для отды-

хающих Литовское взморье, где период с комфортными НЭТ в среднем колеблется от 115 дней в Клайпеде до 135 дней в Светлогорске и Мамоново. К сожалению, во время подготовки этой работы к печати у нас отсутствовали данные Ниды. Однако надо полагать, что этот курорт, защищенный от ветров с Балтики высокой и облесенной косой, отличается большой длительностью периода с комфортными НЭТ — порядка 140 дней. Из изложенного следует, что в Литве наиболее комфортны районы побережья Балтики и Средне-Литовской низменности. Следует подчеркнуть, что выделенные на карте районы относительны, т. е. районирование произведено применительно к потребностям каждой из прибалтийских республик, что, учитывая административное разделение Прибалтики, казалось нам необходимым.

Большой интерес представляет вопрос о числе часов в сутки с комфортными НЭТ. Для ответа на этот вопрос требуются систематизированные многолетние данные ежечасных наблюдений по температуре, влажности воздуха и скорости ветра. К сожалению, такими данными мы располагали только по Риге. На рис. 7 представлен график суточного хода НЭТ с 7 до 21 час. Если принять для Риги нижний порог комфортности 75% обеспеченности — 6° НЭТ (как для побережья), то, как это видно из графика, в мае, в среднем, комфортны часы от 11 до 17 час. Во все три летних месяца в среднем дневные часы с 7 до 21 час. полностью комфортны. В сентябре, как и в мае, комфортна лишь середина дня — с 10½ час. до 17½ час.

Большое количество дней с отметкой самочувствия, полученных нами по опросным данным, позволяет произвести и ряд дополнительных разработок. Рассмотрим в качестве примера подобного рода использование имеющегося материала для оценки в шкале НЭТ наилучшего комфортного самочувствия женщин и мужчин разного возраста.

На рис. 8 представлены результаты произведенной специальной разработки для этой цели. Соответствующий подсчет сделан суммарно за три летних месяца.

На побережье и женщины, и мужчины в возрасте свыше 20 лет чувствуют себя наиболее комфортно при НЭТ от 16 до 18°. Ниже этого верхнего порога наиболее комфортного самочувствия процент людей, чувствующих себя комфортно, резко снижается. Обращает внимание, что диапазон комфортности у молодых людей побережья значительно шире, чем у пожилых. У первых он составляет от 14 до 20° НЭТ, у вторых — ограничен 16—18° НЭТ. Ниже этого порога число пожилых людей, чувствующих себя комфортно, снижается гораздо более резко, чем число молодых людей, что безусловно имеет свое физиологическое обоснование.

В соответствии с акклиматизацией лиц, проживающих во внутренних районах Прибалтики, т. е. в условиях более конти-

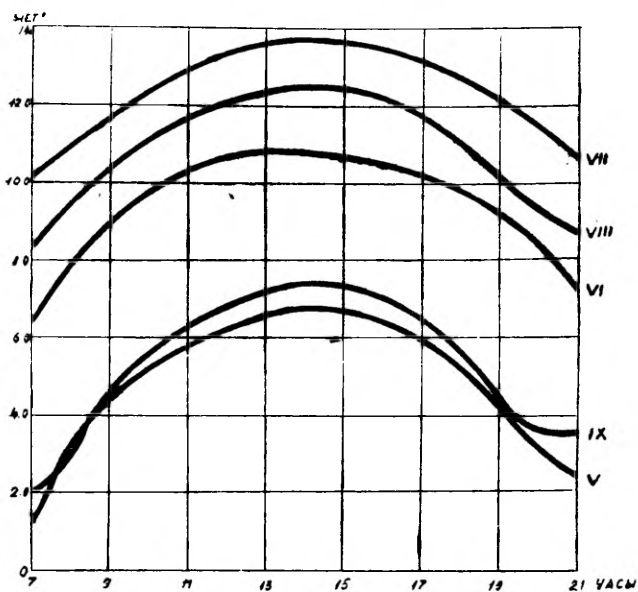


Рис. 7. Суточный ход нормально-эффективных температур в Риге в различные месяцы.

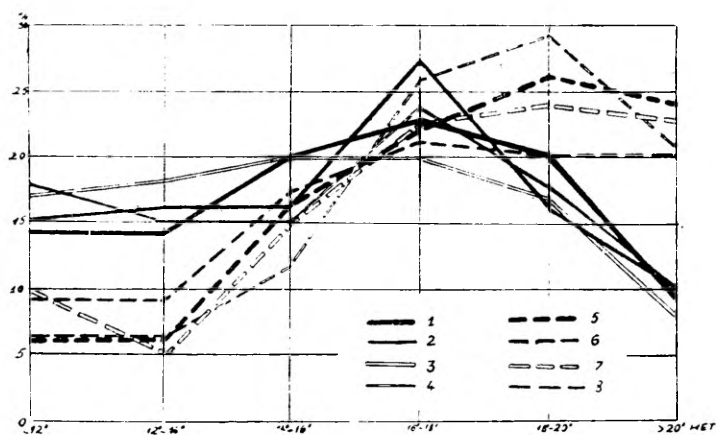


Рис. 8. Повторяемость отметок самого лучшего самочувствия (%). Лето.

Побережье: 1. женщины от 20 до 40 лет, 2. женщины старше 40 лет, 3. мужчины от 20 до 40 лет, 4. мужчины старше 40 лет. Внутренние районы: 5. женщины от 20 до 40 лет, 6. женщины старше 40 лет, 7. мужчины от 20 до 40 лет, 8. мужчины старше 40 лет.

ментального климата, и верхний порог наиболее комфортного самочувствия смещается в сторону более высоких значений НЭТ и колеблется в пределах от 18 до 20°. Следует отметить, что пожилые женщины чувствуют себя наиболее комфортно при более низких НЭТ, чем пожилые мужчины. Интересен и тот факт, что жители внутренних районов, привыкшие в общем к более высоким НЭТ чувствуют себя почти в равной мере очень комфортно во всем диапазоне от 16 до 20° НЭТ и более, в то время как число жителей побережья, чувствующих себя очень комфортно, при НЭТ выше 20° уже резко снижается.

Было бы очень интересно и практически важно сопоставить нижний порог комфортного самочувствия у коренных жителей Прибалтики и у приезжих из более восточных и южных районов. К сожалению, материал для подобного сопоставления оказался явно недостаточен (см. табл. 1).

Некоторые особенности микроклимата Рижского взморья

По комплексу природных факторов одним из наиболее эффективных курортных районов Прибалтики безусловно является побережье.

Однако, как было показано выше, именно на побережье наблюдаются самые низкие НЭТ. Причем особенно контрастно различие в этом отношении между побережьем и внутренними районами с мая до середины июня, т. е. в наиболее солнечный в Прибалтике период.

Как уже упоминалось, причина низких НЭТ на побережье — это увеличенная в этом районе скорость ветра, резко снижающая комфортность теплоощущения.

В подтверждение сказанному приводим таблицу 5.

Следует учитывать, что все метеорологические станции расположены на открытых ровных местах и, следовательно, скорость ветра по данным наблюдений стационарной метеорологической сети соответствует именно открытому, не защищенному от ветра месту. Однако на Рижском взморье есть целый ряд отдельных участков, где скорость ветра значительно ослаблена. Это, во-первых, облесенные дюны и прилежащие к ним улицы города Юрмала, вытянутые параллельно дюнам и находящиеся к югу от них. Здесь при наиболее сильных в условиях взморья ветрах с моря очень часто скорость ветра ослаблена, или он вообще отсутствует. Как видно из таблицы 5, НЭТ в этих штилевых условиях резко возрастает. В мае разность между открытым и защищенным от ветра местоположением в шкале НЭТ (табл. 5) даже по средним месячным данным составляет 10 и более градусов. В месяцы же с уменьшенной скоростью ветра, например, в июле и августе, средние месячные величины НЭТ для открытого и защищенного от ветра местоположения отличаются также довольно значительно — на 6—8°. Во-вторых, на самом пляже также имеются участки, защищенные от ветра в нижних приземных слоях. Это места, расположенные на подветренной стороне (по отношению к ветрам с моря) аван-дюн. Гряды аван-дюн имеются на многих участках взморья. Они вытянуты параллельно берегу, т. е. в направлении с запада на восток. Отдельные участки вершин дюн чередуются с понижениями между ними (рис. 9). Относительное превышение гряд аван-дюн над уровнем пляжа

Таблица 5

Нормально-эффективные температуры на побережье по данным фактических наблюдений метеорологических станций (1) и в предположении штиля (2)

Пункт	Условия скорости ветра	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Лиепая	1	0.9	7.2	10.4	10.2	6.1
	2	11.0	14.2	17.3	17.2	14.4
	Δ	10.1	7.0	6.9	7.0	8.3
Вентспилс	1	0.4	5.9	10.3	9.9	5.6
	2	10.5	14.2	17.2	16.8	14.1
	Δ	10.1	8.3	6.9	6.9	8.5
Мерсраге	1	0.8	7.3	11.7	10.1	5.9
	2	10.6	14.8	17.9	16.8	13.7
	Δ	9.8	7.5	6.2	6.7	7.8
Булдури	1	4.5	9.9	13.4	12.6	7.3
	2	12.8	16.4	18.7	17.3	14.0
	Δ	8.3	8.5	5.2	4.7	6.7
Айнажи	1	2.2	7.7	12.0	10.1	4.1
	2	11.8	15.3	18.4	17.1	13.2
	Δ	9.6	7.6	6.4	7.0	9.1



Рис. 9. Общий вид гряды аван-дюн. Меллужи.
а. со стороны моря. б. со стороны суши.

составляет 1—1,5 м, что оказывается уже достаточным для защиты от ветра лежащего человека. Искключительно благоприятна и ориентировка этих небольших подветренных участков дюн и для притока солнечной радиации. Подветренные склоны дюн обращены на юг. Южная экспозиция способствует, таким образом, и росту температуры на этих штилевых участках.

С целью учета влияния различных участков взморья на температуру нами в конце августа—начале сентября 1961 г. была проведена серия специальных наблюдений в районе Меллужи-Асари. 28 августа 1961 г. было произведено с помощью ртутных термометров измерение температуры поверхности песка. Весь день наблюдалась значительная до сплошной облачность с преобладанием форм облаков *Cb*, *Ac opas*. Солнце лишь временами просвечивало сквозь слой *Ac* через разрывы в слое *Cb*. Во время наблюдений на пляже дул СЗ ветер скоростью 7—9 м/сек. Наблюдения производились на дюне с относительным ее превышением над уровнем пляжа около 1 м, форма

дюны в плане подковообразная, обращенная выпуклостью к СЗ. Вершина дюны поросла травой, присыпанной песком. Наблюдения производились: 1. на юго-восточном склоне дюны крутизной 20°, на поверхности сухого песка. 2. на северо-западном склоне дюны крутизной 10° песок слегка влажный, на участке измерения — тень от дюны. 3. На ровном участке пляжа, сухой песок в 20 м от уреза воды. 4. На ровном участке пляжа, в 18 м от уреза воды, песок уплотненный, влажный. 5. На юго-восточном склоне дюны крутизной 15° сухой песок. 6. На северо-западном склоне дюны крутизной 20° Приводим таблицу.

Таблица 6

Температура поверхности песка 28. VIII 1961 г.

Время наблюдений (Моск.)		Облачность	П у н к т ы						Раз- ность
			1	2	3	4	5	6	
часы	мин.								
13	20	☉° 10/8 Cb, Ac	22,2	15.8	—	—	—	—	6.4
13	30	☉° 10/8 Cb, Ac	22,9	—	20.2	—	—	—	2.7
13	40	10/9 Cb, Ac	22.0	—	—	17.2	—	—	4.8
13	55	10/9 Cb, Ac	—	—	—	—	20.2	16.4	3.8

Температура воздуха в 13 час. 40 мин. на высоте 1.5 м была 17°.1. Таким образом, даже при значительной облачности юго-восточный микросклон оказывается теплее затененного северо-западного склона на 6°, теплее пляжа на 3—5° а юго-восточный склон с крутизной 15° теплее северо-западного с крутизной 20° — на 4° При этом на участке пляжа, находящемся «в тени» от ветра, до высоты дюны (1 м) ветер отсутствовал.

Аналогичные измерения были произведены 30 августа 1961 г. на той же дюне. День был с переменной облачностью формы *Si*, с утра было пасмурно, к 11 часам облака быстро таяли и наблюдались лишь отдельные *Si*. Во время наблюдений дул северо-западный ветер со скоростью (на пляже) 3—5 м/сек. Наблюдения производились: 1. на юго-восточном склоне дюны, крутизной 5°. 2. На юго-восточном склоне дюны, крутизной 20° 3. На северо-западном склоне дюны крутизной 8—10° 4. На ровном участке пляжа, в 2 м от дюны. 5. Также на пляже в 5 м от дюны ближе к урезу воды. Во всех пунктах поверхность — сухой песок.

Таблица 7

Температура поверхности песка 30. VIII 1961 г.

Время наблюдений (Моск.)		Облачность	П у н к т ы					Раз- ность
			1	2	3	4	5	
часы	мин.							
13	10	1/1 у горизонта	31.8	36.0	—	—	—	-4.2
13	30	3/0 AC	32.2	—	23.8	—	—	8.4
13	40	2/0 AC	31.9	—	—	22.6	—	9.3
13	50	3/0 AC	31.7	—	—	—	22.2*	9.5
14	10	7/0 AC	31.8	35.8	—	—	—	-4.0
15	00	9/0 AC	30.2	34.3	—	—	—	-4.1

* С приближением к урезу воды скорость ветра возрастала до 7 м/сек

В 14 час. была измерена, кроме того, температура воздуха на высоте 1.5 м над пляжем — она оказалась равной 15°.4. На этой же высоте (т. е. выше вершины дюны) над юго-восточным склоном дюны температура воздуха 17.0°; температура поверхности воды в море была 17.2°.

В относительно ясный день 30 августа различия в температуре поверхности песка были выражены еще более резко, чем в пасмурный день 28 августа. Юго-восточный склон, крутизной около 20°, на который во время наблюдений солнечные лучи падали приблизительно перпендикулярно, оказался теплее склона той же экспозиции, но меньшей крутизны, на 4° Северо-западный склон дюны и ровные участки пляжа были, наоборот, холоднее юго-восточного склона на 8°.5—9°.5. Микрорельеф песчаной поверхности определяет резкую вариабильность температуры этой поверхности. Это положение хорошо подтверждается произведенной нами серией наблюдений 3 сентября 1961 г. Ночью и утром шел дождь, к 8—9 час. наступило прояснение, затем вновь была значительная по количеству облачность нижнего яруса, а к полудню наблюдалось быстрое исчезновение облачного покрова. Во время наблюдений на пляже дул северный ветер скоростью 5—6 м/сек. Наблюдения производились в следующих точках: 1. Юго-восточный склон (крутизной 8°) подковообразной дюны, обращенной выпуклостью к северо-западу, поверхность — сухой песок. 2. Южный склон дюны крутизной 5° несколько открытый ветру, поверхность — сухой песок. 3. Северо-западный склон дюны, крутизной 5° несколько защищенный от ветра, поверхность — сухой песок. 4. Узкая, шириной 0.5 м ложбинка, между двумя дюнами, продуваемая северным ветром (ось ее направлена с СЗ на ЮВ), поверхность — влажный песок. 5. Вершина аван-дюны, покрытая сухим песком, кругом редкая трава, задерживающая ветер в припочвенном слое. 6. Юго-восточный склон дюны крутизной 15° (в условиях полного штиля), поверхность — сухой песок. 7. Пляж, ровный сухой песок, 10 м от уреза воды. Относительное превышение вершины обследуемой дюны над уровнем пляжа было 1 м 20 см.

Таблица 8

Температура поверхности песка 3. IX 1961 г.

Время наблюдений (Моск.)		Облачность	Пункты							Разность
часы	мин.		1	2	3	4	5	6	7	
14	20	☉ ² 1/1 <i>Cu</i>	34.9	—	23.6	—	—	—	—	11.3
14	40	☉ ² 1/1 <i>Cu</i>	—	33.2	26.0	—	—	—	—	7.2
14	55	☉ ² 2/2 <i>Cu</i>	—	—	—	18.4	31.5	—	—	-13.1
15	10	☉ ² 3/3 <i>Cu</i>	—	—	—	—	—	34.7	24.0	10.7

При солнечной погоде во время наблюдений разность температур между юго-восточным и северо-западным микросклонами дюны, а также между юго-восточным микросклоном дюны и пляжем была около 11°.

Узкая, затененная ложбина с влажным песком оказалась холоднее вершины дюны (с редкой травой) на 13° и, наконец, юго-восточный микросклон был теплее северо-западного при одинаковой их крутизне (5°) на 7°. Разумеется, учитывая, что все анализируемые серии наблюдений производились ртутными термометрами, точность измерений которых при наличии прямой солнечной радиации невелика, — приведенные величины микроклиматических разностей должны рассматриваться лишь как приближенные.

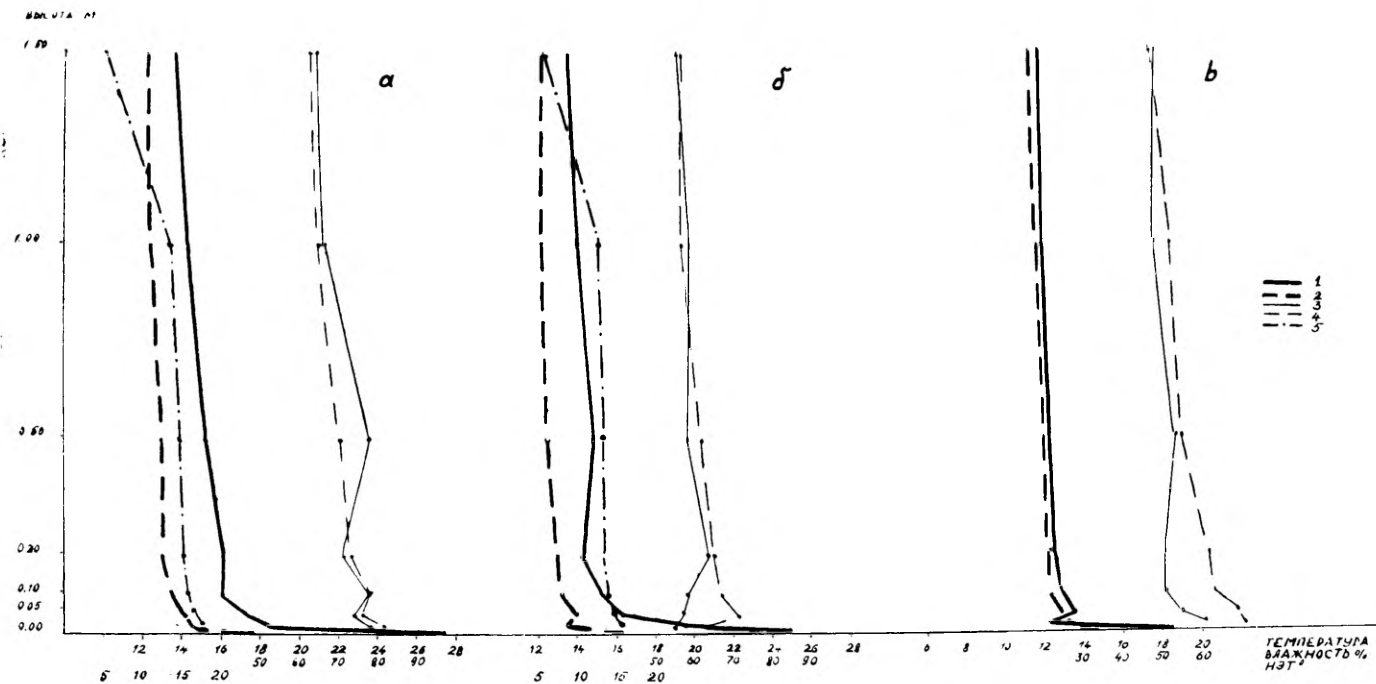


Рис. 10. Вертикальное распределение метеорологических элементов над различными участками береговой зоны. 5 сентября 1961 г. Меллужи.

а) К югу от дюны и на пляже. 13 час. — 13 час. 40 мин.; б) К югу от дюны и на пляже. 15 час. 15 мин. — 15 час. 40 мин.; в) в сосновом лесу и на пляже. 17 час. 10 мин. — 17 час. 50 мин.

1. температура к югу от дюны. 2. температура на пляже. 3. влажность воздуха к югу от дюны. 4. влажность воздуха на пляже. 5. НЭТ к югу от дюны. На рис. в) сплошными линиями — данные в лесу.

С целью изучения вертикального распределения температуры и влажности в приземном слое воздуха (до высоты 1,5 м) для различных ландшафтов взморья 5 сентября в Меллужи были проведены специальные серии наблюдений с помощью аспирационного психрометра. Результаты их представлены на рис. 10. На рис. 10 а) сопоставлены наблюдения двух пунктов. Из них первый был выбран на пляже в 7 м к северу от дюны и в 25 м от берега моря, деятельная поверхность — сырой песок, второй пункт находился с южной стороны аван-дюны, в 32 м от берега моря. Пункт наблюдений был расположен за участком дюны, длина которой была 6 м, ширина 4 м, средняя высота 1—1,2 м. Вершина дюны поросла травой метлицей и редким ивовым кустарником, их средняя высота около 80 см (рис. 11). Южный склон имел кру-

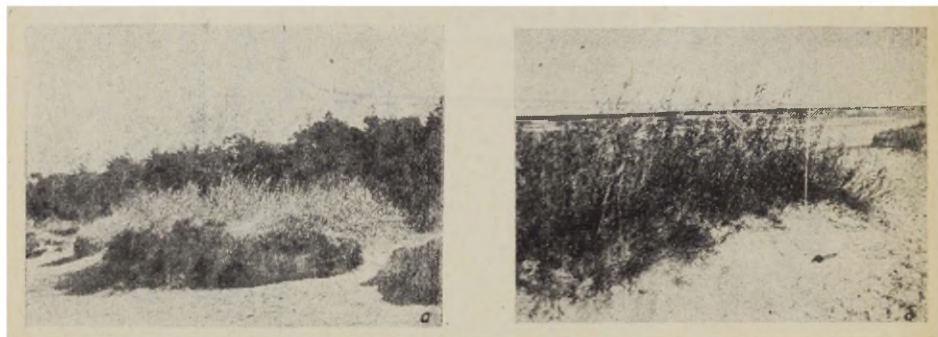


Рис. 11. Вид на аван-дюну, где производились наблюдения.
а. С северо-запада, б. С юго-востока.

тизну 32° , северный — был перпендикулярен к поверхности пляжа. Во время наблюдения от 13 час. до 13 час. 40 мин. была облачность $\odot^{2\frac{3}{2}} Si, As$ и северный порывистый ветер скоростью 5—6 м/сек. Параллельные в обоих пунктах наблюдения показали, что над пляжем температура до высоты 1,5 м ниже, чем на защищенном дюной от ветра участке. На поверхности песка разность температуры превышает 10° , на высоте до 20 см она составляет $3-4^\circ$, а выше, до вершины дюны (1 м) — всего 2° .

На рис. 10 б) сопоставлены результаты измерений над участком за южным склоном дюны крутизной 22° , высота дюны 1 м, дюна поросла типичной дюнной растительностью — травой метлицей, кусты отсутствуют, северный склон дюны крут. Над местом измерения — ровная поверхность, покрытая сухим песком; второй пункт находился в 26 м от берега моря и в 6 м к северу от описанной дюны, деятельная поверхность — ровный влажный песок (рис. 12). Наблюдения в обоих пунктах производились параллельно от 15 час. 15 мин. до 15 час. 30 мин. при облачности $\odot^2 \frac{3}{2} Si, As$ и северном ветре скоростью 3—4 м/сек. На поверхности песка пляж был холоднее места за дюной на 9° , в слое до 10 см эта разность составляла $3-4^\circ$, а выше — она уменьшалась до 2° .

На рис. 10 в) представлены результаты наблюдений в сосновом лесу, вблизи берега, приблизительно в 25 м от опушки леса. Лес густой со средне-развитым подлеском рябины, поверхность земли поросла зеленым мхом. Второй пункт находился на пляже, во втором ряду дюн, на вершине одной из них. Наблюдения производились одновременно в обоих пунктах от 17 час. 10 мин. до 17 час. 50 мин. при облачности $4/4 Si$ и при северном ветре скоростью 3—4 м/сек., солнце было уже очень низко у горизонта. В лесу, в слое 2—5 см, уже образовалась вечерняя инверсия температуры, но

все же температура в лесу на поверхности мха была на 4° выше, чем на пляже. Характерно и большое различие во влажности воздуха в приземном слое (до высоты 10 см) — на пляже относительная влажность на 10—15% больше, чем в лесу.



Рис. 12. Пункт наблюдений на пляже.

Из приведенных данных становится совершенно ясным, что при использовании природных условий уже действующих курортов и, в особенности, при проектировании новых сооружений курортного типа, необходимо не только строго учитывать макроклиматические условия, но и выделять в пределах отведенного района места, особо благоприятные по своему микроклимату.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маршак, М. Е., 1931. Метеорологический фактор и гигиена труда. М.—Л.
2. Мезерницкий, П. Г., 1932. Климатофизиология. «Основы курортологии». М.
3. Милевский, В. Ю., 1959. Эффективные температуры на Европейской территории СССР. Ученые записки ЛГУ, № 269, серия геогр. наук, вып. 13.
4. Пальм, И., Райк, А., 1962. О возможности определения эффективных температур на основе средних величин метеорологических элементов и распределение эффективных температур летом на территории Эстонской ССР. Резюме. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1960/1961. Tallinn.
5. Ремизов, Н. А., 1930. Таблицы нормально-эффективных температур. М.
6. Ремизов, Н. А., 1934. Учебник медицинской метеорологии и климатологии. М.—Л.
7. Темникова, Н. С., 1958. Климат Латвийской ССР. Рига.
8. Яковенко, В. А., 1927. Учение об эффективных температурах и его значение для курортного дела. «Курортное дело», № 5.
9. Yaglou, C. P., Miller, W. E., 1923. Effective Temperature Applied the Industrial Ventilations Problems. «Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers» 31.
10. Yaglou, C. P., Miller, W. E., 1925. Effective Temperature with Clothing. «Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers», 31.

BALTIMAADE KLIMAATILISE RAJONEERIMISE KATSE KUURORTIDE VAJADUSTEKS

N. Temnikova

R e s ü m e e

1959. a. Balti liiduvabariikide kohalike elanike hulgas korraldatud ankeetküsitluse alusel saadud andmete kõrvutamisel antud koha normaalsete efektiivsete temperatuuridega vastaval ajamendil saadi statistilisel meetodil iga kolme liiduvabariigi kohta 75 ja 100% tõenäosusega normaalskaala efektiivsete temperatuuride komfortse enesetunde alumine lävi.

Koostati kell 13 esinevate normaalsete efektiivsete temperatuuride paljuaastaste keskmiste suuruste kaardid sooja perioodi viie kuu kohta. Komfortse enesetunde perioodi kestuse erinevuste alusel eraldati iga liiduvabariigi piires kuurortide seisukohalt kõige paremate ning heade tingimustega rajoonid. On toodud normaalsete efektiivsete temperatuuride ööpäevane käik Riias ning antud Riia rannikul teostatud mikrokliimaatiliste uurimiste mõningad tulemused.

AN ATTEMPT AT THE DIVISION OF THE BALTIC REPUBLICS INTO CLIMATIC DISTRICTS FROM THE POINT OF VIEW OF HOLIDAY RESORTS

N. Temnikova

S u m m a r y

The minimum threshold of a feeling of comfort in the scale of normal effective temperatures was obtained for each of the Baltic Union Republics by the statistical method with a probability of 75% and 100% on the basis of the data of the 1959 questionnaire on the feeling of temperature in local inhabitants and by a comparison of the data obtained with the normal effective temperatures of a given locality at a given moment of time.

Charts were drawn up on the multi-annual averages of the normal effective temperatures at 1 p. m. for the warm period of five months. Regions having the best as well as good conditions required for holiday resorts were established for each Union Republic on the basis of the differences in the length of the period of a comfortable feeling.

The diurnal course of the normal effective temperatures in Riga is described and some of the results of the microclimatical studies carried out on the Riga beach are presented.

ТЕРМИКА ОЗЕР ЛАТВИИ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД

Л. Глазачева

Латвийский государственный университет имени Петра Стучки

Первые исследования термического режима произведены на прибрежных озерах Рижского залива и относятся к началу текущего столетия. Результаты их приведены в работе Ф. Лудвига (Ludwig, 1908)

В 1938—1940 гг. детальные измерения температуры воды по глубинам производились на нескольких озерах бывшей гидробиологической станцией Латвийского университета. Материалы наблюдений по оз. Дридза опубликованы З. Д. Спурис (1960) а по некоторым другим озерам — Б. Берзиньш (1949)

В 1945 и последующих годах на постах Гидрометслужбы проводились систематические ежесуточные наблюдения над температурой воды у поверхности в прибрежной части на 11 озерах. Средние декадные и месячные данные опубликованы в Гидрологических ежегодниках (1945—1959).

В 1949—1951 гг. Рижской устьевой станцией выполнены 10 серий наблюдений на вертикальных разрезах вдоль и поперек оз. Кишэзерс.

В 1949—1953 гг. на оз. Алуksне работала озерная станция Гидрометслужбы. Наблюдения проводились регулярно, 1 раз в декаду, на двух вертикалях и еще на 6 вертикалях — эпизодически.

С 1952 г. Институт биологии АН Латвийской ССР проводит рыбохозяйственные, гидробиологические и гидрохимические исследования озер республики. При этом измеряется и температура воды. К настоящему времени обследовано около 120 озер. Результаты наблюдений над температурой воды лишь частично опубликованы в статьях ряда авторов (Андрушайтис и др., 1961; Лагановская, 1960; Матисоне, Межуле, 1961; Пэр, 1955, 1960; Пэр, Школьников, 1955 в сборниках «Рыбное хозяйство внутренних водоемов Латвийской ССР» и в Известиях АН Латвийской ССР).

С 1960 г. на озерах Свенте, Резна и Кишэзерс Гидрометслужбой температура воды измеряется не только в прибрежной час-

ти, но и на рейдовых вертикалях, в удалении от берега на 1 км. Наблюдения на рейдовых вертикалях проводятся регулярно 1 раз в декаду на постоянных глубинах.

Поскольку данные о термическом режиме водоемов представляют интерес для целого ряда отраслей народного хозяйства, в настоящей статье делается попытка обобщить накопленный материал по термике озер.

На территории Латвии по Н. В. Сизову находится около 5000 озер. Ниже приведены сведения о количестве озер с различной площадью водной поверхности.

Таблица 1

Количество озер с различной площадью водной поверхности

Площадь озера (км ²)	0,5	0,5—1	1—2,5	2,5—5	5—10	10—15	15—20	20—30	30—40	50—60
Количество озер	4730	133	76	30	16	2	3	2	5	1

Известно, что термический режим озер, находящихся в определенном и притом ограниченном географическом районе, в большой степени определяется их морфологическими особенностями. Перераспределение тепла, полученного водной поверхностью, зависит прежде всего от глубины и размеров водоема. На него также влияют изрезанность береговой линии, наличие островов, выходы грунтовых вод, проточность озер и др. Ветровая деятельность сильнее развита над большими водоемами, поэтому связанные с ней процессы перемешивания на больших озерах происходят более интенсивно, чем на малых, особенно с защищенными берегами.

По термическому режиму в безледный период озера Латвии можно разделить на 2 типа:

I тип — озера, характеризующиеся устойчивым температурным расслоением водной толщи. Это озера глубиной порядка 20 м и более, с высокими, крутыми берегами, часто поросшими лесом и кустарником. По площади зеркала они могут быть различными, но не более 8 км². Котловина их, как правило, вытянутая, рельеф дна сложный. Зарастают они мало. Примером таких озер могут служить озера Дридза, Илза-Геранимово. Свенте.

II тип — озера, характеризующиеся неустойчивым температурным расслоением водной массы. Они, как правило, менее глубокие, чем озера I типа. Их можно подразделить на 3 группы:

1) Озера с относительно ровным дном и глубинами до 5 м. Многие озера этой группы, включая и крупные (Буртниеки, Лубана, Энгуре), сильно зарастают. Вода в них равномерно прогревается до дна. Прямая температурная стратификация если и возникает, то бывает выражена слабо (1—2°) и сохраняется непродолжительное время. Обычным же состоянием для них является гомотермия. Вода в этих озерах быстро нагревается, а также быстро остывает.

2) Небольшие озера с глубинами порядка 10 м и защищенными берегами, а также озера Резна и Алуксне, имеющие большие котловины со средними глубинами 7—9 м (при максимальной — 17 м). Для них в летнее время характерна прямая температурная стратификация. Разность температур поверхностных и придонных слоев воды больше, чем в предыдущей группе. Иногда она достигает 5—6°

3) Озера с площадью водной поверхности средних и больших размеров, в которых преобладают глубины менее 10 м, но в отдельных местах встречаются более 20 м (Усма, Рушоны и др.) В резких понижениях рельефа дна, в ямах, летом возникает и сохраняется трехслойное разделение водной массы, как в озерах I типа. Основная же масса воды в таких озерах летом находится в состоянии гомотермии или более или менее выраженной прямой температурной стратификации.

Рассмотрим термический режим озер I типа. На рис. 1 приведен годовой ход температуры воды 1961 г на оз. Свенте по наблюдениям у берега и на рейдовой вертикали близ х. Спидолес. Место измерений с глубинами 16—18 м находится в северо-восточной части озера. На рис. 2 показано вертикальное распределение температуры воды в озере Дридза в течение 1938 г. (Спурис, 1951). Место наблюдений — центральный плес, где глубина 50—60 м.

В термическом цикле безледного состояния озер отчетливо выделяются 5 периодов. Краткая характеристика каждого из них приводится ниже.

Период весеннего нагревания начинается еще при ледоставе, когда, при установлении положительных температур воздуха, тепловой поток направлен в водоем. После таяния ледяного покрова развивается интенсивная конвекционно-ветровая циркуляция, способствующая прогреванию всей толщи воды в озере. Нагревание водной массы происходит сначала при обратной температурной стратификации, а затем при гомотермии. Окончанием этого периода можно считать время смены гомотермии прямой температурной стратификацией. Для озер Свенте и Дридза в конкретные рассматриваемые годы этот период продолжался до конца апреля (см. рис. 1 и рис. 2, кривая 2).

В весенне-летний период происходит формирование слоя температурного скачка. Нижняя граница металимниона начи-

нает выявляться при температуре нижних слоев воды либо равной 4° (оз. Дрида 3. V. 1938 г.) либо при более высокой (оз. Свенте 10. V. 1961 г.). Это зависит от интенсивности ветрового перемешивания и особенно ветровой вертикальной циркуляции, вызывающей перемещение более холодной и плотной

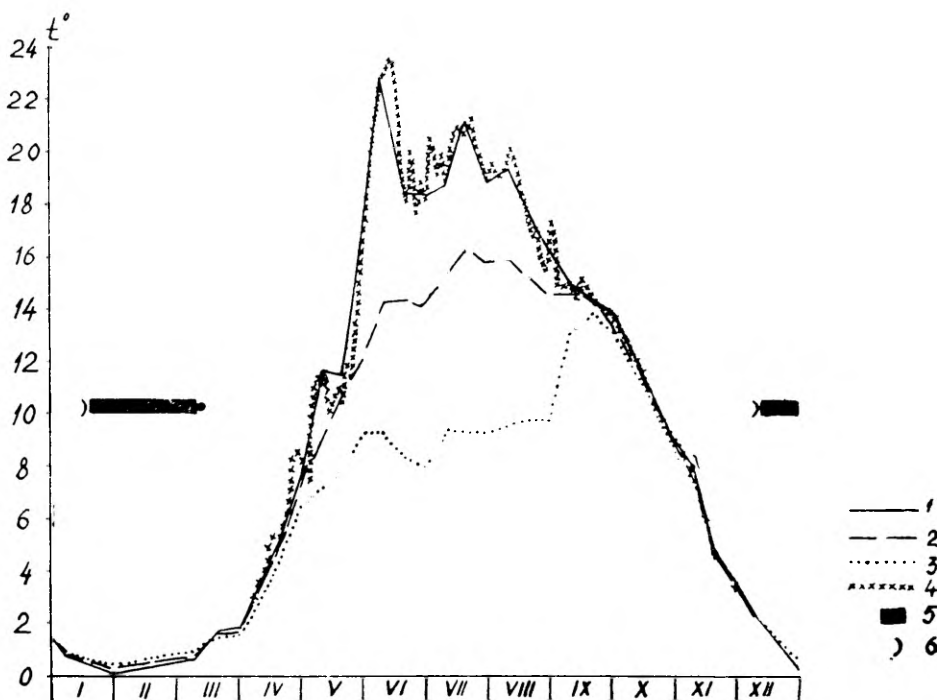


Рис. 1. Годовой ход температуры воды оз. Свенте в 1961 г. На рейдовой вертикали: 1 — в слое 10 см от поверхности, 2 — средний по вертикали, 3 — в придонном слое. У берега: 4 — в поверхностном слое. Ледяные образования: 5 — ледостав, 6 — ледоход.

воды вверх. Благодаря этим же процессам в течение весенне-летнего периода происходит нагревание воды в гипolimнии. К концу его температура воды гипolimнии стабилизируется, достигая величины, которая сохраняется почти неизменной в течение всего последующего летнего периода. Величина последней в обоих озерах различна: около $6-7^{\circ}$ на оз. Дрида и $8-9^{\circ}$ на оз. Свенте. Слой эпилимниона к концу периода составляет не более 2 м, а температура воды в нем не превышает $13-16^{\circ}$. Весенне-летняя фаза в термическом режиме озер в разные годы заканчивается в конце мая — первой половине июня (оз. Свенте, см. рис. 1). По оз. Дрида это прослеживается по наблюдениям в мае 1953 г. (Пэр, 1955) и июне 1955 г.

Летний период в термическом режиме озер продолжается с начала или середины июня до середины или конца августа. Он характеризуется развитием эпилимниона, большими градиентами температуры и плотности воды в металимнионе, а также ус-

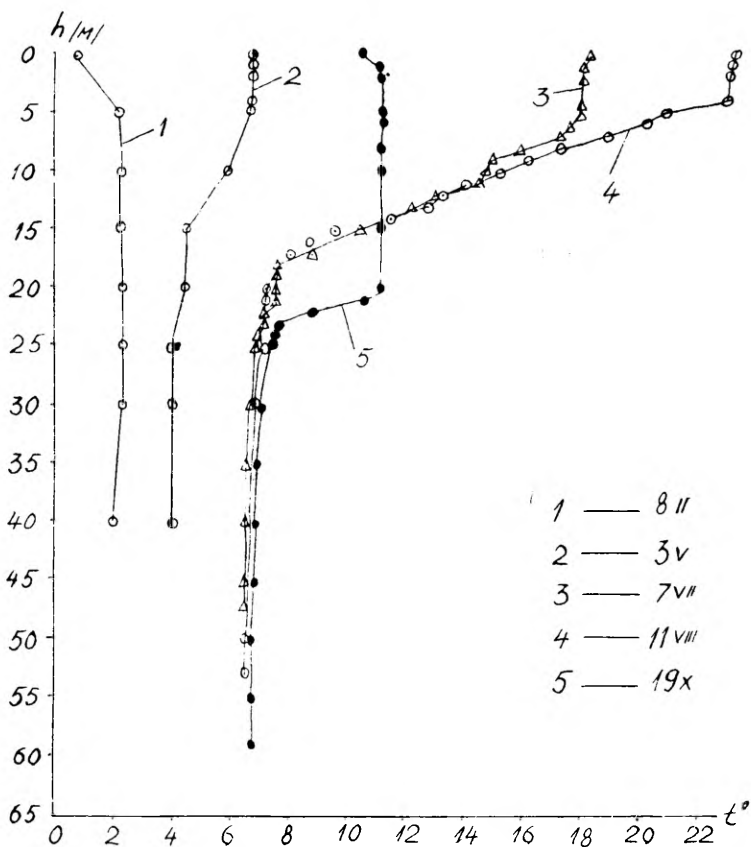


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры воды в оз. Дрида в 1938 г.

тойчивостью водных масс, что затрудняет перенос тепла в гипolimнион. Как видно из рис. 2, на оз. Дрида летом 1938 г. слой эпилимниона достигал 4—5 м, слой металимниона — 12 м при разности температуры в нем 15°. В верхнем 12-метровом слое гипolimниона наблюдалась слабо выраженная стратификация (0,8°), а ниже — гомотермия. Из-за расчлененности рельефа дна озера условия нагревания и перемешивания воды в различных его частях неодинаковы. На рис. 3 показан температурный разрез озера 15. VIII. 1939 г. В центральном, более глубоком

плесе температура воды у дна была $6,3^{\circ}$, а в северо-западном и восточном заливах отмечены температуры соответственно $5,7$ и $4,9^{\circ}$ хотя глубины там меньше почти на 20 м. Если в центральном плесе последняя изотерма 7° то для заливов возможно проведение изотермы 6 и 5° . Границы металимниона в разных частях озера также проходят на неодинаковой глубине. Повышенная температура поверхностного слоя воды в северо-западном заливе объясняется, видимо, лучшим прогревом ее к моменту измерения. Измерение было в 19 ч. вечера, а температура воздуха днем достигала $29,2^{\circ}$. Об изменении температуры воды в поверхностном и придонном слоях оз. Свенте летом 1961 г. можно судить по рис. 1. По наблюдениям 31.VII. и 10.VIII. слой эпилимниона достигал 9 м, толщина металимниона — около 6 м с разностью температуры в нем 8° температура воды гипolimниона $9,3—9,7^{\circ}$.

В табл. 2 приведены некоторые сравнительные данные по Дридза, Свенте и другим озерам республики, по которым имеются измерения. Максимальные градиенты температуры воды в металимнионе оказались не в самом глубоком оз. Дридза, как можно было ожидать, а в малых по площади озерах Акрас и Солвеяс. Наибольшая длина их 3—3,7 км, ширина первого 150 м, а второго 1 км, максимальные глубины соответственно 22 и 14 м. Надо иметь в виду и то обстоятельство, что измерения на этих озерах проводились в 1959 г., когда лето было одним из наиболее теплых за последние 20 лет. Температура воды гипolimниона при максимальных градиентах последней в металимнионе на разных озерах отмечена в пределах $5—10^{\circ}$. Толщина эпилимниона при этом чаще всего 4—6 м и реже 10—12 м (Свенте, Нирзас). Последнее обусловлено тем, что на оз. Свенте по морфологическим показателям условия для ветровой деятельности лучше, чем, скажем, на оз. Дридза, а измерения на оз. Нирзас проводились в ночь с 19 на 20.VII. 1957 г. при сильном ветре (Никаноров, 1960).

В таблице 3 приведены данные о вертикальной устойчивости слоев воды оз. Дридза в те же даты, для которых показано распределение температуры воды на рис. 2.

Из табл. 3 и рис. 2 видно, что в период летней стагнации (измерения 7.VII и 11.VIII) большая устойчивость водных масс наблюдается в эпилимнионе, а максимум ее относится к слою температурного скачка. Хотя устойчивость слоев металимниона и создает затруднения для проникновения тепла в глубину, в течение этой фазы температурного режима небольшой прогрев воды гипolimниона все же происходит. Так, по наблюдениям Р. Ю. Лагановской (1960) в 1954 г. и Ф. Л. Пэр в 1955 г. температура воды оз. Дридза на глубинах 30—50 м в течение июня-августа повысилась на $0,5^{\circ}$. На оз. Свенте в 1961 г. в эти же месяцы вода в придонном слое нагрелась на $0,6^{\circ}$ от

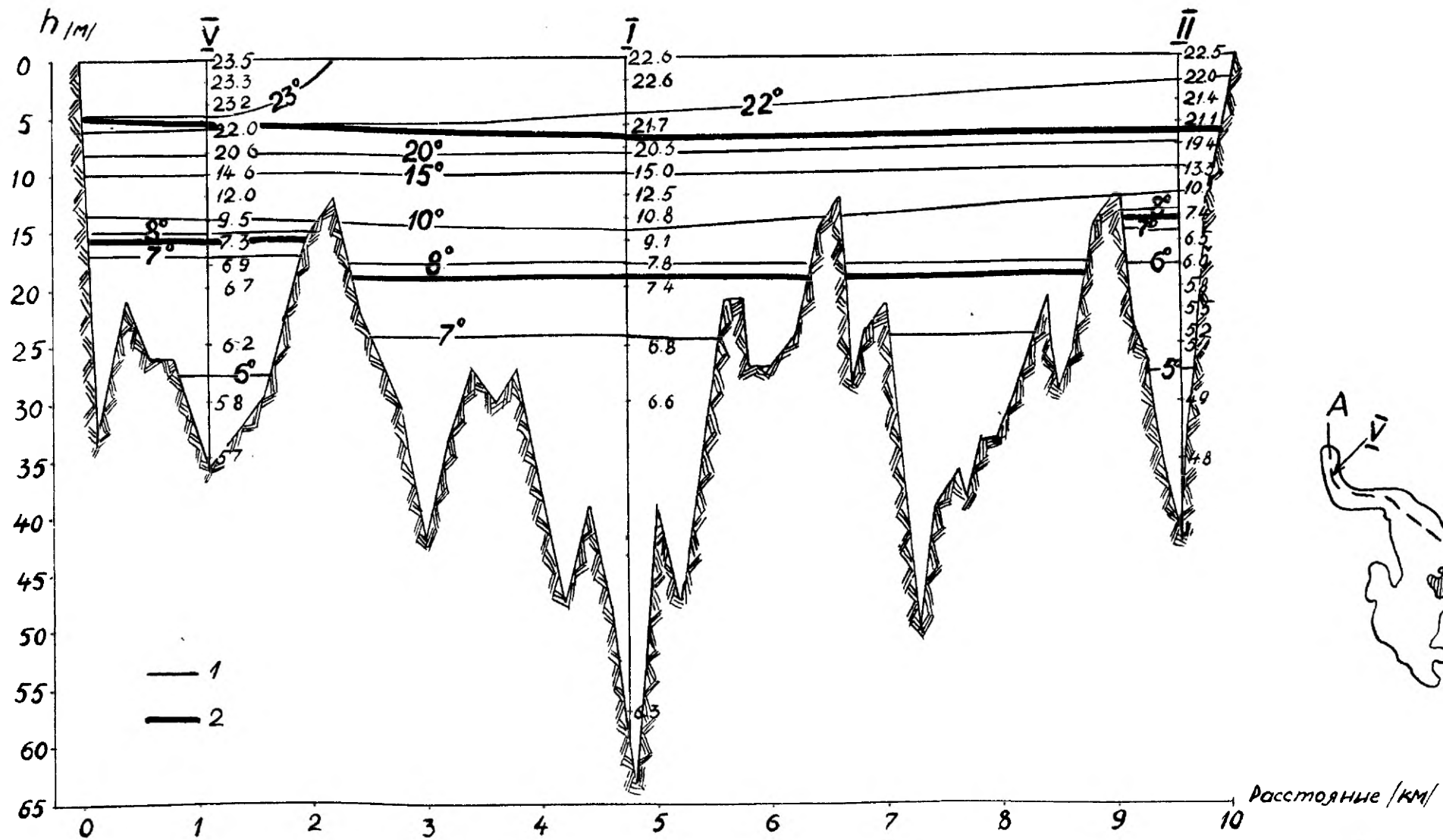


Рис. 3. Термический профиль оз. Дрида по сечению АВ 15. VIII. 1939 г. Пункты наблюдений I, II, V по Б. Берзиньш (1943), 1 — изотермы температуры воды, 2 — границы металимниона.

Толщина эпилимниона, максимальные градиенты температуры воды в слое скачка
(град(м) и температура гиполимниона

№№ пп	Озеро, место наблюдений	Дата наблюдений	Толщина эпилим- ниона (м)	Градиент темпера- туры воды в металим- нионе (град(м)	Темпера- тура воды в гиполим- нионе (°С)	Источник сведений
1.	Дридза, центральный плес	11. VIII. 1938	4	1,1	6,7—8,0	З. Д. Спурис (1951)
2.	То же	15. VIII. 1939	7	1,3	6,3—7,8	То же
3.	То же	12. VIII. 1954	5	1,1	около 6	Р. Ю. Лагановская (1960)
4.	Дридза, сев.-зап. залив	15. VIII. 1939	5	1,4	5,7—7,3	З. Д. Спурис (1951)
5.	То же	26. VI. 1956	5	1,0	около 6,5	Ю. И. Никаноров (1960)
6.	Свенте, центральный часть	1. VIII. 1952	12	1,0	8—9	Ф. Л. Пэр (1955)
7.	То же	11. VII. 1957	10	0,8	8,0—9,2	Ю. И. Никаноров (1960)
8.	Свенте, на рейдовой вертикали против х. Спи- долес	31. VII. 1960	6	1,1	6,5—8,0	Управление Гидрометслужбы
9.	То же	31. VII. 1961	9	1,5	9,3—9,5	То же
10.	Рушоны, залив Убели	12. VIII. 1952	около 6	около 1,5	5,1—6,0	Ф. Л. Пэр и К. Л. Школьников кова (1955)
11.	Акрас, центральный плес	8. VIII. 1959	4—5	около 2	6—8	Г. П. Адрушайтис, Р. Я. Гайле и др. (1961)
12.	Эжа, юго-зап. плес	2. VIII. 1959	4,5	1,5	около 8	То же
13.	Дагада юго-восточн. часть	13. VIII. 1959	около 8	около 1	около 9	„
14.	Солвеяс	10. VIII. 1959	5—6	около 2,5	8,0	„
15.	Нирзас, глубокое место	19. VII. 1957	10	1,4	8,7—9,7	Ю. И. Никаноров (1960)

Устойчивость слоев воды в оз. Дриджа в 1938 г.

Глубина (м)	Устойчивость слоев (10^{-9} г/см ⁴)				
	8. II	3. V	7. VII	11. VIII	19. X
0—5	128	0	114	1102	—120
5—10	4	62	1046	2090	0
10—15	0	56	1090	1376	0
15—20	6	0	444	312	0
20—25	0	8	68	32	584
25—30	0	0	22	10	30
30—35	—	—	8	8	22
35—40	—	—	0	8	0
40—45	—	—	0	0	4
45—50	—	—	—	8	4

9,2° (31. V) до 9,8° (31. VIII) (см. рис. 1). Временное понижение температуры у дна во второй половине июня до 8° по-видимому связано с затокком более плотной и холодной воды из центральной его части. Глубины там 20—38 м, и, естественно, температура воды должна быть ниже. Во второй и третьей декадах июня преобладал ветер ЗЮЗ, ЮЗ и ЮЮЗ со средней скоростью 4—10 м/сек и максимальной — до 14 м/сек. Поступившая из центральной части озера более холодная вода постепенно смешалась с окружающей ее водной массой и приняла ее температуру. Поэтому к 10. VII температура воды гипolimниона в районе рейдовой вертикали вновь повысилась до 9,3° т. е. стала такой же, какой была в этом месте 10. VI.

Летне-осенний период характеризуется исчезновением эпилимниона, размыванием слоя скачка и проникновением тепла в глубину. В годовом термическом цикле максимум температуры воды на больших глубинах относится именно к этому периоду. Так, на оз. Свенте максимальная температура воды в придонном слое в 1961 г. 13,9° отмечалась 20. IX (см. рис. 1), а в 1960 г. (7,6°) также 20. IX. На оз. Дриджа (рис. 2) к середине октября 1938 г., по сравнению с августом, температура воды повысилась в нижних горизонтах слоя скачка и в верхних — гипolimниона. Особенно большим прогрев воды был на глубине 20 м, с 7,4° 11. VIII до 11,2° 19. X.

Для этого периода характерна мезотермия, так как при понижении температуры воздуха охлаждение водной поверхности озер опережает выравнивание температуры воды на глубинах (см. оз. Дриджа 19. X. 1938 г.) В 11 час. утра при температуре воздуха 12,9° температура воды в слое 1—20 м равнялась 11,2° на поверхности — только 10,6°, глубже 20 м она была еще ниже.

Устойчивость слоев воды в озере в этот период резко понижается (см. табл. 3). Так, в оз. Дридза 19. X. 1938 г. наибольшую устойчивость имеет слой 20—25 м, в котором еще сохранился градиент температуры. На остальных глубинах водные слои либо обладают очень малой устойчивостью (4×10^{-9} — 30×10^{-9} г/см⁴) либо находятся в состоянии безразличного равновесия (устойчивость 0), либо неустойчивы (устойчивость отрицательна)

Эта фаза температурного режима начинается в конце августа — начале сентября и заканчивается в конце сентября — октябре установлением осенней гомотермии. На оз. Свенте осенняя гомотермия в 1960 г. наступила в конце октября при температуре воды, близкой к 6° а в 1961 г. — в середине октября при 11°. По другим глубоким озерам Латвии таких сведений не имеется. Для сравнения можно привести лишь данные по озерам Алуksне и Резна, на которых производились систематические наблюдения в местах с глубинами соответственно 15—16 и 12—13 м. У этих озер летне-осенняя фаза термического режима отсутствует: после прямой температурной стратификации летнего периода наступает осенняя гомотермия. По наблюдениям Управления Гидрометслужбы за 1949—1952 гг. в центральной части оз. Алуksне и за 1960, 1961 гг. на рейдовой вертикали на оз. Резна осенняя гомотермия устанавливается в середине или конце сентября при температуре воды 13—15°

Осенний период термического режима продолжается с октября до установления ледяного покрова. Вследствие малой устойчивости слоев и интенсивной конвекционно-ветровой циркуляции, вся водная масса озер в течение этого периода равномерно охлаждается, сохраняя гомотермию. Временные возвраты тепла могут привести к прогреву поверхности воды, и тогда возникает явление дихотермии. Однако это состояние неустойчивое, ветер очень скоро его разрушает. В качестве примера в табл. 4 приведены случаи дихотермии 20. XI. 1960 г. и гомотермии 10. I. 1961 г. на оз. Свенте.

В зиму 1960/1961 гг. забереги на озере появились только 14. I, а ледостав установился 18. I. 1961 г. Если на 10. I вода по всей толще имела температуру порядка 0,7° то к моменту образования ледяного покрова она, очевидно, охладится почти до нуля.

Термический режим озер II типа в весенний и осенний периоды сходен с режимом озер I типа. Летняя стагнация в озерах II типа, как правило, отсутствует. Для них характерны гомотермия или прямая температурная стратификация, как в эпилимнионе озер I типа. В течение всего безледного периода водная масса в них доступна для ветрового перемешивания, а изменения ее температуры следуют за изменениями погоды.

Температура воды, по сравнению с температурой воздуха,

Осенняя дихотермия и гомотермия перед замерзанием оз. Свенте

Глубина (м)	Температура воды (°C)	
	20. XI. 1960 г.	10. I. 1961 г.
0,1	3,00	0,70
3	2,88	0,69
6	2,84	0,69
9	2,98	0,72
12	3,10	0,72
15	3,29	0,69
дно	3,08	0,68

является более устойчивой характеристикой. Только в первые 3—10 дней после таяния льда весной температура поверхности воды неглубоких водоемов ниже температуры воздуха. В течение же остального безледного периода соотношение между ними обратное. Будучи показателем суммарного воздействия на нее физико-географических факторов, температура воды мало изменяется и по территории. Для водоемов Латвии найдена следующая зависимость.

$$T_{\text{в}} = 1,1T_{\text{вз}} + 0,6, \text{ где}$$

$T_{\text{в}}$ — средняя месячная температура воды поверхности водоема; $T_{\text{вз}}$ — средняя месячная температура воздуха на высоте 2 м по ближайшей метеорологической станции.

Параметры приведенного уравнения согласуются с данными Б. Д. Зайкова (1955). Первая зависимость получена по результатам многолетних наблюдений Гидрометслужбы на озерах Латвии Буртниеки, Кишэзерс, Лиепая, Алуксне, Резна, Рушоны, Усма, Лиелайс Лудза. При отсутствии наблюдений уравнения могут быть рекомендованы для приближенного вычисления средних месячных температур поверхности воды за безледный период для неглубоких водоемов Латвии. Сравнение средних месячных величин температуры воды, полученных по наблюдениям и рассчитанных по температуре воздуха за тот же период с применением уравнения, показало удовлетворительную их сходимость. Разница, как правило, не выходит за пределы $\pm 1^\circ$. Только для мая, в течение которого происходит прогрев водной массы, рассчитанная температура оказалась на $1,4—2,5^\circ$ выше, чем полученная по наблюдениям за многолетний период.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bērziņš, B. und Sizovs, N., 1943. Die Morphometrie einiger Seen Lettlands. Latvijas Valsts universit. zinātn. raksti, I sēj., Nr. 6.
2. Bērziņš, B., 1949. Zur Limnologie der Seen Südostlettlands. Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie. Lund, Schweden, XI.
3. Ludwig, F., 1908. Die Küstenseen des Rigaer Meerbusens. Arb. d. Naturf. Ver. zu Riga Neue Folge, XI.
4. Андрушайтис, Г. П., Гайле, Р. Я., Качалова, О. Л., Кумсаре, А. Я., Пэр, Ф. Л., 1961. Гидробиологическая и рыбохозяйственная характеристика 14 озер юго-восточной части Латвийской ССР. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. VI.
5. Гидрологические ежегодники за 1945—1959 гг.
6. Жадня, В. И., 1958. Некоторые итоги удобрений прудов Латвийской ССР. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. II.
7. Зайков, Б. Д., 1955. Очерки по озераведению, Л.
8. Лагановская, Р. Ю., 1960. Питание ряпушки в озерах Латвийской ССР. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. V.
9. Матисоне, М. Н., Межуле, И. Г., 1959. Гидрохимический режим нижнего течения реки Даугавы. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. III.
10. Матисоне, М. Н. и Межуле, И. Г., 1961. Изменение химического состава воды прудов путем удобрения. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. VI.
11. Никаноров, Ю. И., 1960. О сезонном распределении ряпушки в озерах Латвийской ССР. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. V.
12. Пэр, Ф. Л., 1955. Гидрохимическая характеристика некоторых глубоких озер Латвийской ССР. Известия АН Латв. ССР, № 6.
13. Пэр, Ф. Л., 1960. Термические и гидрохимические исследования озера Резнас. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. V.
14. Пэр, Ф. Л., Школьников, К. Л., 1955. Гидрохимическая характеристика промысловых озер Латвийской ССР. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. I.
15. Спурис, З. Д., 1951. Гидрологическая характеристика оз. Дрида. Известия АН Латв. ССР, № 5.
16. Спурис, З. Д., 1960. Лимнологическая характеристика озера Энгурес. Сб. «Рыбн. хоз-во внутр. водоемов Латв. ССР», т. V.

TEMPERATUURITINGIMUSED LĀTI JĀRVEDES JĀĀVABAL PERIOODIL

L. Glazatšova

Resümee

Kāesolevas artiklis on antud ülevaade veetemperatuuri mitme aasta jooksul teostatud mõõtmistest Lāti NSV-s jāāvaba perioodi vältel.

Vaatlusi teostati kahte tüüpi järvedes: 1) järved vee stabiilse kolmekihilise stratifikatsiooniga, 2) järved tsirkuleeriva veega.

Kahes esimest tüüpi järves — Dridzu ja Sventi järvedes — teostati temperatuuri aastase käigu vaatlusi jäävaba aja viiel perioodil: kevadel, kevadsuvel, suvel, sügissuvel ja sügisel.

Võrdluseks on esitatud mõned andmed ka vabariigi teiste järvede kohta. Mitte väga sügavate veekogude puhul on leitud järgmised seosed:

veetemperatuuri (T_v) ja õhutemperatuuri (T_0) vahel:

järvedes $T_v = 1,1 T_0 + 0^{\circ} 6$,

kus T_v on pindmise veekihi kuu keskmine temperatuur ja T_0 on lähimas meteoroloogiajaamas 2 meetri kõrgusel mõõdetud kuu keskmine õhutemperatuur.

Esitatud valemeid võib soovitada pindmise veekihi temperatuuri arvutamiseks nendes Läti NSV madalaveelistes veekogudes, kus senini pole teostatud veetemperatuuri vaatlusi.

THERMAL CONDITIONS OF LATVIAN LAKES IN ICE-FREE PERIODS

L. Glazacheva

S u m m a r y

In this article an attempt has been made to summarize the observation data of many years on the temperature of water in the lakes of the Latvian S.S.R. during ice-free periods.

Two types of lakes have been chosen: Type I — lakes with a stable three-layered water mass stratification, Type II — lakes with a fluctuating mass stratification.

Taking two lakes of the first type, those of Dridzu and Sventi, 5 ice-free thermal cycle periods have been examined viz. spring, spring-summer, summer, summer-autumn and autumn.

For comparison some data are also given regarding other lakes in the republic. For reservoirs that are not very deep the following interdependences have been obtained:

lakes $T_{\text{water}} = 1,1 T_{\text{air}} + 0,6$ and

where T_{water} was the average monthly temperature of water on the surface and T_{air} was the average monthly temperature of the air 2 m. high at the nearest meteorological station.

The above-mentioned equation may be recommended for the calculation of the water surface temperature in not very deep reservoirs of the Latvian S.S.R., where no observations of the water temperature have been carried out.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАЛЬНОМЕРА ПРИ БАТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ

Л. Васильев

Кафедра географии

При измерении живого сечения равнинной реки, а также при промерах на небольших озерах применяется трос с метками, который натягивается поперек водоема, и измерение глубин производится с лодки при помощи рейки, наметки или лота.

Если водная поверхность широка, то применяется способ засечек, при котором лодка движется по створу, а положение ее засекается при помощи теодолита или кипрегеля. Некоторые авторы предлагают использовать для определения расстояния вертикальную засечку (визирование на урез воды) и дальномер, но эти измерения недостаточно надежны.

Автор настоящего сообщения предлагает измерять живое сечение водоема, ширина которого не превышает 200 метров, при помощи двух дальномеров, установленных на обоих берегах. Разбивка поперечника производится обычным способом, трасса его очищается от кустарника, а расстояние между крайними пикетами поперечника определяется при помощи дальномера или аналитически. На обоих крайних пикетах створа устанавливаются инструменты, имеющие дальномерные нити (теодолит, нивелир). На берегах ставится по две вехи, руководствуясь которыми гребец ведет лодку по створу. В лодке устанавливается двусторонняя нивелирная рейка, по обеим сторонам которой одновременно измеряется расстояние при помощи двух инструментов (рис. 1)

Непосредственно после дальномерных отсчетов измеряется глубина воды. Сумма расстояний, полученных по двум дальномерам («сопряженных расстояний») должна равняться расстоянию между крайними точками створа, что является надежным контролем измерения.

Опыт показывает, что рейка, поставленная на дно лодки, практически не изменяет своей высоты (т. е. отметка дна центра лодки постоянна). Преобладающей ошибкой при измерении расстояния по рейке, установленной в лодке, является наклон рей-

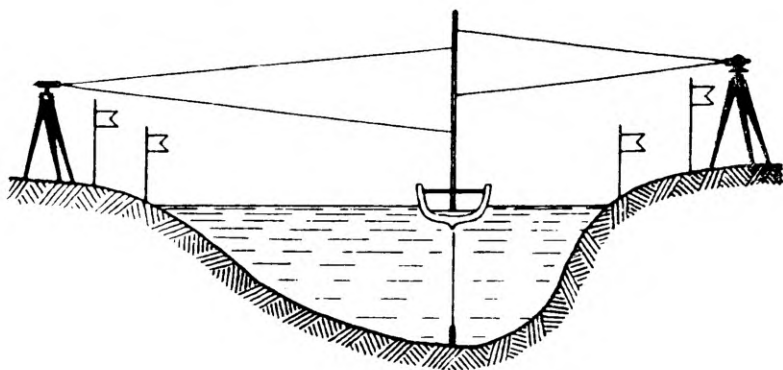


Рис. 1. Дальномерное измерение сечения.

ки. Предельная ошибка за отсчет по рейке и за наклон рейки $\Delta l_{\text{пред.}}$ может быть вычислена по формуле

$$\Delta l_{\text{пред.}} = l \sqrt{\left(\frac{1}{24,4 - v}\right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\varepsilon}{\rho}\right)^4},$$

где l — отсчет по рейке, v — увеличение трубы и ε — угол наклона рейки.

Принимая $v = 25\times$ и $\varepsilon = 5^\circ$, имеем величину предельной ошибки отсчета

$$\Delta l_{\text{пред.}} = \frac{1}{240}$$

Считая, что в формуле определения расстояния $D = Cl + \Delta$ C и Δ определены достаточно надежно, предельная ошибка в определении расстояния $\Delta D_{\text{пред.}}$ выразится величиной

$$\Delta D_{\text{пред.}} = \frac{D}{240}$$

Когда лодка находится в середине водоема ($D = 100$ м), ошибка измерения одного расстояния будет

$$\Delta D_{\text{пред.}} = 42 \text{ см},$$

а ошибка суммы двух сопряженных расстояний

$$\Delta D_{\text{пред.}} \sqrt{2} = 59 \text{ см.}$$

Таким образом, средняя квадратическая ошибка определе-

ния положения точки промера характеризуется величиной погрешности ± 20 см. Распределение невязки пропорционально сопряженным расстояниям дает возможность уточнить определение положения точки промера в два раза.

Описанный способ был успешно применен при съемке озера Васула в Тартуском районе Эстонской ССР. Средняя квадратическая ошибка определения положения точки промера имела величину $\pm 0,32$ м, а объем работ по сравнению с измерением при помощи троса сократился в два раза.

Если в отношении точности положения точек промера не предъявляются повышенные требования, то можно ограничиться односторонним определением расстояния при помощи дальномера кипрегеля. В таком случае мензула устанавливается на берегу водоема, а лодка с гребцом, реечником и мерщиком движется по озеру, производя измерения глубин. Для измерения гребец останавливает лодку, топограф определяет при помощи кипрегеля расстояние лодки от инструмента и наносит реечную точку на планшет; по сигналу топографа производится измерение глубины, которая отмечается на планшете. С одной станции удается произвести съемку рельефа дна водоема в пределах радиуса 300 м. Указанный способ позволяет наиболее детально изучать перепады глубин и вести активно поиски наибольших глубин, так как лодка не связана движением по створу.

Дальномерное определение положения точек промера при съемке глубин успешно применяется на кафедре географии ТГУ в течение ряда лет. Таким способом выполнена батометрическая съемка в масштабе 1:2000 озер Сангасте, Пресникова, Кяэрику, Пюльме, Торни, Янеда, водохранилища Саэсааре и съемка рельефа морского дна в прибрежной полосе заповедника Пухту. Производительность такой батометрической съемки при густоте 10—12 промеров на один га достигает 20 га в день.

KAUGUSEMÕÕTJA KASUTAMINE VEEKOGU SÜGAVUSTE MÕÕTMISEL

L. Vassiljev

Resümee

Kuni 200 meetri laiuse jõe või järve ristlõike mõõtmisel võib mõõtetrossi asemel kasutada kahte niitkaugusemõõtjaga varustatud instrumenti, mis asetsevad kummalgi pool jõge. Kaugusi loetakse üheaegselt paadis asuvalt kaheküljeliselt nivelleerimislatilt (joon. 1) Kontrolliks on kahe optiliselt mõõdetud kauguse summa.

Vasula järve sügavuste mõõtmisel saadi ühe punkti asendi määramise keskmiseks ruutveaks $\pm 0,32$ m, kuna tööjõudlus oli kaks korda suurem kui töötamisel trossiga.

Veekogu põhja reljeefi mõõdistamisel võib paadi asukohta määrata kippreegli niitkaugusemõõtja abil. Seitsme järve ja Puhtulau rannavee mõõdistamise kogemused näitavad, et tööjõudlus sügavuste mõõtmisel on kuni 20 ha (200 piketti) päevas.

DETERMINATION OF SOUNDING POINTS BY OPTICAL MEASUREMENT OF DISTANCES

L. Vassilyev

S u m m a r y

Sounding points in cross-sections of rivers and lakes can be determined by means of two instruments which stand on either bank (or shore). Both distances to the boat are read simultaneously on a two-sided levelling rod. The position of one sounding point was determined with an average square error $\pm 0,32$ m.

A single telescopic alidade can be used for the determination of sounding points if high accuracy is not required. The productivity of this sounding method is up to 20 ha (200 points) per day.

SISUKORD — ОГЛАВЛЕНИЕ

H. L i i d e m a a. Tuule profiilist maalähedases õhukihis Tartu ümbruse andmeil	3
X. Л и й д е м а а. О профиле ветра в приземном слое воздуха по данным окрестности Тарту. <i>Резюме</i>	21
H. L i i d e m a a. On Wind Profile in the Lowest Layers of the Atmosphere on the Basis of Data from the Surroundings of Tartu. <i>Summary</i>	22
A. Р а й к. О применении косвенной характеристики радиационного режима при типизации погод	23
A. R a i k. Kiirgusrežiimi kaudsete karakteristikute rakendamise ilmade tüpiseerimisel. <i>Resümee</i>	30
A. R a i k. On the Application of Indirect Characteristics of Radiation Regime to the Classification Weather. <i>Summary</i>	31
A. R a i k. Kliimaatilised aastaajad Eestis	33
A. Р а й к. Климатические времена года в Эстонии. <i>Резюме</i>	44
A. R a i k. Climatic Seasons in Estonia. <i>Summary</i>	45
Н. Т е м н и к о в а. Опыт климатического районирования Прибалтики для курортов	47
N. T e m n i k o v a. Baltimaade kliimaatilise rajoneerimise katse kuurortide vajadusteks. <i>Resümee</i>	74
N. T e m n i k o v a. An Attempt at the Division of the Baltic Republics into Climatic Districts from the Point of View of Holiday Resorts <i>Summary</i>	74
Л. Г л а з а ч е в а. Термика озер Латвии в безледный период	75
L. G l a z a t š o v a. Temperatuuritingimused Lāti järvedes jäävabal perioodil. <i>Resümee</i>	85
L. G l a z a c h e v a. Thermal Conditions of Latvian Lakes in Ice-Free Periods. <i>Summary</i>	86
Л. В а с и л ь е в. Использование дальномера при батометрических изменениях	87
L. V a s s i l j e v. Kaugusemõõtja kasutamine veekogu sügavuste mõõtmisel <i>Resümee</i>	89
L. V a s s i l y e v. Determination of Sounding Points by Optical Measurement of Distances. <i>Summary</i>	90

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
УНИВЕРСИТЕТА

Varem ilmunud:
Вышли в свет:

1. GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID I — ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ I, Тарту, 1960.

- S. Nõmmik. *Majanduslik rajoneerimine teoorias ja rahvamajanduse praktikas.* С. Ныммик. Экономическая районирование в теории и в народнохозяйственной практике. *Резюме.* S. Nõmmik. Die ökonomische Rayonierung in der Theorie und in der volkswirtschaftlichen Praxis. *Zusammenfassung.*
- T. Rea. *Eesti NSV linnaliste asulate geneetilise klassifikatsioonist (sotsialismi-eelsel perioodil).* Т. Реа. О генетической классификации городских поселений Эстонской ССР (досоветский период). *Резюме.* T. Rea. Zur genetischen Klassifikation der städtischen Siedlungen des bürgerlichen Estlands. *Zusammenfassung.*
- T. Rea. *Eesti ala linnade funktsionaalsed tüübid XX saj. alguses.* Т. Реа. Функциональные типы городов Эстонского края в начале XX в. *Резюме.* T. Rea. Die funktionellen Typen der Städte des estnischen Gebiets am Anfang des XX Jahrhunderts. *Zusammenfassung.*
- Э. Вареп. *Исторический очерк картографии Эстонии (до 1917 года).* E. Vager. Eesti kartograafia ajaloost. *Resümee.* E. Vager. From the History of Estonian Cartography. *Summary.*
- Л. Васильев. *Первые инструментальные съемки на территории Эстонской ССР.* L. Vassiljev. Esimesed instrumentaalsed mõõdistustööd Eesti NSV territooriumil. *Resümee.* L. Vassiljev. Die ersten Messtischaufnahmen in Estland. *Zusammenfassung.*

2. GEOGRAAFIA-ALASEID TÖID II — ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ II, Тарту, 1962.

- N. Nõmmik. *Eesti NSV majanduslikust rajoneerimisest.* С. Ныммик. Об экономическом районировании Эстонской ССР. *Резюме.* S. Nõmmik. Of the Division of the Estonian S.S.R. into Economic Regions. *Summary.*

- A. Marksoo. Проблемы формирования и развития Северо-Восточного экономического района Эстонской ССР. A. Marksoo. Kirde-Eesti majandusrajooni kujunemise ja arengu probleem. *Resümee*. A. Marksoo. Probleme der Formierung und Entwicklung des nordöstestnischen Wirtschaftsgebietes. *Zusammenfassung*.
- V. Murel. Vene asustusest Peipsi läänerannikul XVII sajandil. В. Мурель. О расселении русских в западном Причудье в XVII веке. *Резюме*. V Murel. Zur Besiedlung des westlichen Peipusufers im 17. Jahrhundert durch die Russen. *Zusammenfassung*.
- E. Varep. M. V. Lomonossov ja Eesti NSV territooriumi geograafilise uurimise. Э. Вареп. М. В. Ломоносов и географическое исследование территории Эстонской ССР *Резюме*. E. Warer. M. W. Lomonossov und die geographische Erforschung Estlands. *Zusammenfassung*.
- E. Varep. Topograafilisest mõõdistamisest Eestis aastail 1802—1811. Э. Вареп. О топографической съемке в Эстонии 1802—1811 гг. *Резюме*. E. Warer. The topographic survey of Estonia in 1802 — 1811 *Summary*.

Тартуский государственный университет
Тарту, ул. Юликооли, 18

ТРУДЫ ПО ГЕОГРАФИИ III

На эстонском, русском и английском языках

Vastutav toimetaja A. Marksoo

Korrektorid E. Oja, A. Pravdin

Ladumisele antud 24. IV 1963. Trükkimisele antud
30. XI 1963. Paber 60×90, 1/16. Trükipoognaid 6+2
kleebist. Arvutuspoognaid 5.5. Trükiarv 500.
MB 10061. Tellimise nr. 3402. Hans Heidemanni nim.
trükkikoda. Tartu, Ülikooli 17/19.

Hind 39 kop.